ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П1

ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ



Труды, вып. 340



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1980

УДК 551.24

Academy of Sciences of the USSR
Order of Red Banner of Labour Geological Institute

PROBLEMS OF GLOBAL CORRELATION OF GEOLOGIC PHENOMENA

Transactions, vol. 340

Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. Труды ГИН АН СССР, вып. 340. М.: Наука, 1980.

Монография посвящена анализу современного состояния проблемы глобальной корреляции тектонических, магматических и седиментационных явлений. Основное внимание уделено вопросу о существовании глобальных проявлений тектоно-магматической активности, в частности фаз и эпох тектогенеза. Сформулированы методические предпосылки решения этого вопроса. Изучение разных сторон проявления тектоно-магматической активности, результаты которого излагаются в монографии, подтверждает представление о существовании глобального ритма движений. Подчеркивается латеральная взаимосвязь различных явлений и процессов. Табл. 7. Ил. 48. Библиогр. 410 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственные редакторы:

академик *А.В. Пейве, Ю.Г. Леонов*

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (editor-in-chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editors:

Academician *A.V. Peive, Dr. Yu.G. Leonov*

П $\frac{20802-260}{055\,(02)-80}$ 275–80, кн. 2. 1904030000

© Издательство "Наука", 1980 г.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования по корреляции в последние годы занимают важное место среди крупных геологических проблем, к которым обращаются многие ученые и научные коллективы как в СССР, так и за рубежом. Напомним, в частности, о хорошо известных и пользующихся большой популярностью коллективных исследованиях в этом направлении, осуществляемых в рамках различных проектов (всего их более 60) Международной программы геологической корреляции (МПГК). Активное участие принимают в них советские ученые. Так, например, исследования по корреляции геологических явлений (в основном для мезозоя и кайнозоя) относятся к числу главных направлений научных работ Геологического института Академии наук СССР. Аналогичные работы выполняются также рядом других геологических организаций Советского Союза.

Существуют, однако, разные аспекты исследований, объединяемые обычно под общим названием "корреляция". Кроме достаточно определенной и четко очерченной области исследований чисто стратиграфического характера (стратиграфической корреляции), которые в данной работе не рассматриваются, можно наметить два главных направления корреляции геологических явлений.

Одно направление заключается в корреляции различных явлений: седиментационных, тектонических, магматических и т.д. — с целью выяснения генетической связи между ними. Конечная задача в этом случае — создание общей принципиальной модели взаимодействия отдельных явлений, или компонент, более сложного процесса, или, что то же самое, создание принципиальной геологической модели того или иного сложного процесса. Эта задача в общем случае может решаться безотносительно к тому, как проявления этого сложного процесса распределяются во времени и пространстве. Примеров исследований такого рода можно привести сколько угодно. Частично они рассматриваются и в данной работе. К ним относится, например, изучение взаимодействия тектонического фактора и осадконакопления в процессе образования олистостромовых комплексов.

Задача второго направления — пространственно-хронологическая корреляция геологических явлений, направленная на выяснение закономерностей их распределения в хронологической колонке и на поверхности земного шара. Знание и учет закономерных генетических связей между анализируемыми явлениями играет при этом большую роль. В свою очередь, изучение пространственных и хронологических соотношений между явлениями дает необходимый материал для понимания генетических зависимостей. Но в принципе выяснение генетических связей не составляет главной цели исследований данного направления, которые проводятся прежде всего для выявления феноменологической картины распределения изучаемых явлений во времени и пространстве.

В предлагаемой книге рассматриваются главным образом некоторые результаты работ второго направления, т.е. пространственно-хронологической корреляции, и отчасти, скорее не как самоцель, а как вспомогательный материал, обсуждаются генетические зависимости между отдельными явлениями.

К пространственно-хронологической корреляции также можно подойти с разных точек зрения в зависимости от того, какие цели преследуются. В данной работе на центральном месте стоит следующий вопрос: в какой мере данные о вертикальном и латеральном размещении разных форм проявления тектонической и магматической активности, которыми геология располагает на сегодняшний день, позволяют

вынести определенное суждение о существовании одновременных глобальных тектонических процессов и какие методические приемы могут быть предложены для дальнейшей разработки этой проблемы? Именно этому подчинены подбор материала в данной книге и угол зрения, под которым этот материал рассматривается. При этом в анализ включен широкий круг явлений — от проявлений тектонической активности типа орогенных периодов и эпох тектогенеза (понимание этих терминов дается в соответствующих разделах) до планетарных закономерностей в расположении разного рода структурных элементов. Понятно, что в силу как субъективных причин, так и неравноценного уровня существующей информации не все явления могли быть проанализированы с одинаковой детальностью и равной степенью "глобальности". Поэтому в работе не только обсуждаются выводы, обоснованные уже проделанным анализом того или иного материала в глобальном масштабе, но также на отдельных примерах иллюстрируются перспективные для решения поставленного вопроса и еще не осуществленные или осуществленные лишь частично направления и методы исследования. Последнее нам представляется не менее важным, чем изложение результатов уже завершенных работ, поскольку, намечает пути дальнейших исследований по данной проблеме.

Вопрос о существовании одновременных тектонических процессов глобального масштаба, обычно трактуемый несколько условно (так как круг относящихся к нему явлений в действительности более широк) как вопрос о глобальных эпохах (или фазах) складчатости (орогенеза, тектогенеза и пр.), имеет более чем полувековую историю. Несмотря на это, он до сих пор однозначно не решен и трактуется с диаметрально противоположных позиций. Но вместе с тем и не теряет своей актуальности. Без определенного знания того, были ли в истории Земли одновременные глобальные вспышки тектонической активности и, если были, какими параметрами обладали (продолжительность, форма проявления, распределение во времени и т.д.), невозможно, строго говоря, оценить корректность любой геотектонической гипотезы, любой модели развития Земли, претендующей на объяснение или даже только описание динамики и кинематики тектонических процессов в глобальном масштабе. В качестве примера заметим, что главный недостаток моделей, которые исходят только из вертикальной дифференциации вещества, заключается, по-видимому, в том, что они не могут объяснить ни хронологической, ни пространственной упорядоченности геологических процессов в глобальном масштабе. Для этого необходим какой-то, обязательно глобальный, регулирующий механизм.

Интерес к рассматриваемой проблеме никогда не угасал, но временами он особенно возрастал. Не случайно, видимо, и то, что она выдвигается снова на первое место в последние годы, когда одновременно с быстрым накоплением разнообразной геологической информации идет очередной тур ее обобщения, частичной ревизии традиционных представлений, разработки геологических концепций, соответствующих современному уровню знаний. Естественно, что в такой ситуации фундаментальные проблемы приобретают особый интерес.

То, что вопрос об общепланетарных (глобальных) процессах и движениях до сих пор не решен, объясняется двумя обстоятельствами.

Первое заключается в нехватке фактического материала и в основном в тех ограничениях, которые накладываются точностью стратиграфической корреляции.

Второе и, может быть, даже более существенное, заключается в неразработанности методических основ такого анализа, благодаря чему известной односторонностью отличается сам подход к решению вопроса: для большинства исследователей изучение глобальных движений чаще всего отождествляется с выявлением несогласий и оценкой их площадного распространения, как будто это единственный показатель тектонической активности. К тому же и в этом случае нередко получается любопытный парадокс, когда один и тот же результат, по мнению одних авторов, доказывает, а по мнению других опровергает существование глобальных движений. Поэтому в настоящее время успех корреляции геологических явлений, направленной на выявление глобального ритма движений, едва ли не в первую очередь зависит от выбора рационального методического подхода. Без этого проблема заходит

в тупик и даже трудно оценить, достаточно ли для ее решения имеющегося фактического материала и стратиграфических данных и в каких направлениях должны развиваться исследования. В связи с этим в работе не только дается анализ фактического материала, но приведены, как уже говорилось, и необходимые, на наш взгляд, методические разработки.

В основе работы лежат результаты первого этапа работ по проблеме "Глобальная корреляция геологических явлений" (раздел "Тектоника и магматизм"), которая разрабатывается в Геологическом институте АН СССР по инициативе А.В. Пейве с 1976 г. Кроме того, эти работы одновременно являются составной частью исследований по проекту 107 "Глобальная корреляция эпох тектогенеза" Международной программы геологической корреляции [Леонов, Хаин, 1979; Geological Correlation, 1978a,b]. Естественно, авторы данной книги использовали также свои более ранние материалы и результаты прежних работ, имеющие отношение к теме исследования и проанализированные под соответствующим углом зрения.

Большое количество авторов данной работы объясняется тем, что каждая глава написана специалистом, непосредственно занимающимся соответствующим кругом вопросов. При таком авторском коллективе, несмотря на близкие взгляды отдельных авторов на существо проблемы, трудно было, конечно, добиться полного единообразия в подходе ко всем рассматриваемым вопросам. Поэтому каждая отдельная глава, вписываясь в общую структуру книги в качестве ее составного элемента, является вместе с тем сугубо авторским произведением. Хочется надеяться, что это не помешало, а, может быть, даже способствовало объективному изложению материала и вытекающих из него выводов, тем более что авторы стремились не столько вынести окончательный вердикт по поводу существования синхронных глобальных тектонических процессов, сколько продемонстрировать разные методы и способы подхода к решению этого вопроса.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ГЛОБАЛЬНАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИИ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

Уже давно, отчасти после работ А. д'Орбиньи, Л. Эли де Бомона, М. Бертрана, но главным образом Г. Штилле, которым в 20-х годах нашего столетия было введено понятие об орогенических фазах, или фазах складчатости, развитие геологии вообще и геотектоники в частности сопровождалось борьбой двух противоположных концепций. Их можно назвать глобальной (планетарной) и региональной концепциями. Говоря об этих концепциях, мы понимаем их несколько шире, чем только в смысле отношения к проблеме выделения фаз, а именно как разные методологические подходы к объяснению тектонической жизни Земли вообще.

В основе глобальной концепции лежит идея о том, что в тектогенезе ведущая роль принадлежит процессам планетарного масштаба, которые одновременно охватывают земной шар и обусловливают одинаковый ритм тектонических движений на разных участках земной поверхности. С представлением о глобальности тектонических движений тесно связано также представление об их дискретности, или, точнее, о дискретном, эпизодическом проявлении орогенических (в смысле Г. Штилле) движений. Оба эти принципа (глобальность и эпизодичность) нашли наиболее яркое выражение в представлении об орогенических фазах, принципиальная основа которого была разработана Г. Штилле [Stille, 1924], и в последующие годы поддержана многими геологами, в том числе, главным образом в последнее десятилетие и в значительно усовершенствованном виде, рядом советских авторов [Кунин, Сардонников, 1976; Пронин, 1969а, б; Рубинштейн, 1967]. Но, хотя орогенические фазы являются главной компонентой данной концепции, в целом она, как уже подчеркивалось, должна пониматься шире. В ее рамках должны рассматриваться также представления тех авторов, которые приходят к выводу о развитии Земли как единого целого на основании изучения не только и даже не столько орогенических событий, но и других геологических явлений, как, например, крупных палеогеографических перестроек, трансгрессий и регрессий и другие [Казаринов, 1976], которые являются прямыми или косвенными индикаторами тектонических движений.

После опубликования взгляды Г. Штилле получили широкое признание. Но постепенно начали накапливаться данные, не вполне укладывающиеся в его представления или даже им противоречащие. В более ранних статьях [Леонов, 1976а; Хаин, 1971, 1973] авторам уже приходилось указывать, что идеи Г. Штилле подверглись критике главным образом со следующих позиций.

Во-первых, было показано (вначале на отдельных примерах — Донбасс, юго-восточный Кавказ, Фергана — и затем достаточно широко), что большая роль в образовании складчатой структуры принадлежит длительному конседиментационному [Шатский, 1939, 1951] и конденудационному складкообразованию [Шульц, 1970]. Это привело многих исследователей к выводу о неправомерности разделения истории развития отдельных площадей и тем более Земли в целом на короткие орогенные и продолжительные анорогенные периоды. В противовес этому был выдвинут тезис о непрерывности (перманентности) тектонических движений во времени и пространстве [Гогель, 1969; Шатский 1939, 1951; Gilluly, 1949; Rutten, 1949]. При этом отмечалось, что перерывы, по которым выделяются фазы, вызва-

ны не складкообразованием (орогенические деформации), а представляют собой результат наложения эпизодически проявляющихся вертикальных эпейрогенических поднятий на практически непрерывный рост складок.

Во-вторых, критика идей Г. Штилле опирается на многочисленные региональные отклонения от введенного им канона фаз. Эти отклонения выражаются двояко. С одной стороны, во многих районах Земного шара обнаруживаются не предусмотренные каноном несогласия, указывающие на проявление деформаций в те отрезки времени, которые считались "анорогенными". С другой стороны, признаки деформации часто отсутствуют на тех уровнях, на которых им полагалось бы быть согласно канону.

В-третьих, весьма существенному пересмотру подверглась оценка длительности "фаз" (по сравнению с тем, что вначале принималось Г. Штилле), а следовательно, и их роли в тектогенезе. Подробнее на этом вопросе мы остановимся позже, однако здесь отметим, что длительность событий (для доплиоценовой истории по крайней мере), которые могут быть выделены в глобальном масштабе как фазы или эпохи повышенной тектонической активности (фазы или эпохи тектогенеза), измеряется не десятками и сотнями тысяч, а миллионами лет [Рубинштейн, 1967] и, возможно, даже величинами порядка 10—20 млн. лет [Пронин, 1969а, б]. С точки зрения роли рассматриваемых событий в тектогенезе это означает, что они представляют собой не короткие, чуть ли не мгновенные с геологической точки зрения импульсы, а длительные периоды повышенной активности, по-видимому, со своей сложной историей.

Какова же весомость приведенных возражений? Заставляют ли они полностью отказаться от глобальной концепции, во всяком случае от представления о фазах или эпохах, или только накладывают на нее определенные ограничения?

Что касается непрерывности или прерывистости движений, то уже сам Г. Штилле в ответах на критические статьи Дж. Гиллули и Л. Руттена пояснил, что непрерывность движений неверно отождествлять с равномерностью и что под "орогенными" периодами он понимает не периоды с отсутствием вообще каких бы то ни было тектонических движений и деформаций, а лишь время отсутствия движений и деформаций определенной интенсивности и определенного типа [Штилле, 1964б, в].

Существование и широкое развитие длительных конседиментационных (и конденудационных) деформаций сами по себе не противоречат существованию эпизодических кульминаций тектонической активности, поскольку конседиментационные деформации также протекают неравномерно, их скорость, как правило, испытывает существенные колебания. Примеры такого рода приведены в работе В.Е. Хаина [1973]. Это позволяет выделять в них как периоды относительного или абсолютного затухания роста структур ("анорогенные"), так и периоды их особенно активного развития ("орогенные"). Кроме того, по своим структурным результатам конседиментационные деформации, как правило, не идут ни в какое сравнение с постседиментационными, т.е. орогенными. Надо сказать, что Н.С. Шатский, развивавший идею длительного конседиментационного складкообразования и критиковавший взгляды Г. Штилле, выступал главным образом против элементов катастрофизма ("неокатастрофизма", по его выражению). Однако он не считал равномерным ни складкообразование, ни тем более процесс тектогенеза вообще, со всей суммой относящихся к нему явлений, и отмечал чередование периодов повышенной и пониженной тектонической активности [Шатский, 1951].

Таким образом, сколь ни далекими кажутся и во многих отношениях действительно являются взгляды названных авторов, сам по себе тезис о неравномерности тектонических движений принимается в рамках того и другого подхода.

Приходится признать, следовательно, что указанными данными представление об эпизодичности особенно активных тектонических движений (деформаций и пр.) как конседиментационных, так и орогенических в принципе не опровергается, хотя и должно быть определенным образом уточнено и откорректировано. В этом отношении хочется обратить внимание на одну из работ А.Н. Мазаровича [1940], в которой он, на наш взгляд, совершенно правильно уловил суть вопроса. По его словам, "идея о равномерно-однообразном ходе развития земной коры в наше вре-

мя может звучать в качестве анахронизма. . . Не идя на поводу у Г. Штилле и не доводя идей Н.С. Шатского до их логического конца, мы принуждены признать, что в истории Земли существуют такие эпохи, когда орогенические силы. . . проявляют себя в наиболее напряженной и эффектной форме и когда создаются крупнейшие поворотные пункты в развитии огромных участков земной коры. . . Орогенез не есть катастрофа, а лишь весьма длительная эпоха крайней активности тектонических сил" [с. 21, 22]. В последующие годы В.Е. Хаин [1950, 1971, 1973], в целом созвучно с высказываниями А.Н. Мазаровича, сформулировал понятие о непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Согласно этому понятию процесс тектогенеза (деформации и пр.) представляется процессом одновременно и непрерывным и прерывистым, в котором периоды медленных деформаций, или, в более общей форме, периоды относительно слабой тектонической активности, прерываются периодами (фазами, эпохами) повышенной тектонической активности и качественного изменения структуры.

Так же сильно преувеличивается весомость возражений, опирающихся на многочисленные отступления от канона фаз (будь то первоначальный канон Г. Штилле или любые последующие, модернизированные его варианты). Суть представлений о глобальных движениях ими не опровергается. Наличие тех или иных деформаций, не учтенных каноном, свидетельствует не о порочности концепции, а либо о недостатках конкретного канона, дающего неполную информацию, либо в подавляющем большинстве случаев о существовании, помимо глобальных фаз или эпох, также разнообразных проявлений тектонической активности регионального или локального значения. Последние указывают на более сложный ход тектогенеза, чем это представлялось Г. Штилле и его прямым последователям, но не исключает в принципе возможности существования определенного количества глобальных пароксизмов. Действительно, если в настоящее время не вызывает сомнения существование региональных локальных "фаз", то и вывод о планетарном (во всяком случае в масштабе континентальной части земной поверхности) распространении тектонических движений в определенные интервалы времени продолжает подтверждаться [Ю.Г. Леонов, 1976б; Пронин, 1969а, б] (более полное обоснование этого дается в третьей главе данной работы).

Не имеет решающего значения и пересмотр продолжительности орогенических фаз и эпох. Он свидетельствует о том, что в первоначальные представления должны быть внесены существенные поправки, но не опровергает их в принципе.

Таким образом, из приведенного краткого и сугубо теоретического обзора (фактическое обоснование будет дано в последующих главах) следует, что оппоненты глобальной концепции, показав спорность или даже несостоятельность отдельных ее элементов, не смогли разрушить ее основного содержания. Нельзя считать опровергнутыми два главных положения, составляющих суть концепции: во-первых, то, что процесс тектогенеза развивается резко неравномерно с чередованием более активных и менее активных периодов (как бы их не называть — орогенными и анорогенными или как-то иначе); во-вторых, то, что по меньшей мере некоторые периоды повышенной тектонической активности (опять-таки независимо от названия — фазы, эпохи?), пусть даже не вполне того характера и продолжительности, как считал Г. Штилле, действительно обладают глобальным распространением.

Из сказанного можно сделать вывод, что вопрос о существовании синхронных глобальных движений по-прежнему заслуживает дальнейшего исследования. Следует подчеркнуть, однако, что из признания существования такого рода движений неправильно было бы сделать заключение, что только к ним, т.е. к процессам глобального масштаба, обязана сводиться вся тектоническая жизнь Земли. К этому, впрочем, нам придется еще вернуться.

Региональная концепция возникла в известной степени как реакция на взгляды Г. Штилле и его последователей. Она выражает альтернативную точку зрения, согласно которой ведущими в тектогенезе являются региональные тенденции развития, меняющиеся от места к месту и исключающие возможность наметить единый, общепланетарный ритм движений и, в частности, выделить глобальные периоды (фазы, эпохи) повышенной тектонической активности. Разрабатывая концепцию

орогенических фаз, Г. Штилле оперировал в основном данными по Европе и лишь в небольшой степени по другим районам Земного шара. При расширении сферы детальных геологических исследований большой и новый фактический материал частично вступил в противоречие со стройной картиной универсальной последовательности тектонических движений, нарисованной ранее.

В рамках региональной концепции было показано то чрезвычайно важное, являющееся краеугольным камнем концепции обстоятельство, что имеются неодинаковые, не укладывающиеся в единую хронологическую последовательность пути развития разных площадей и тектонических элементов; иначе говоря, заметную (а с точки зрения сторонников данной концепции, определяющую) роль играют региональные режимы развития, связанные с индивидуальными особенностями отдельных участков земного шара. Авторы этого направления, акцентируя внимание на региональных особенностях, внесли большой вклад в изучение общего процесса тектогенеза. Они показали многообразие этого процесса и невозможность сведения его к простым схемам. Наиболее конструктивные и последовательные работы в этом направлении были проведены советскими геологами [Тектоника Евразии, 1964; Яншин, 1965].

Но многие сторонники этой концепции, справедливо подчеркивая региональные особенности тектогенеза, идут дальше и делают на этом основании заключение об отсутствии глобальных тектонических процессов. По словам А.Л. Яншина [1973], ". . . не только планетарных фаз складчатости. . . , но и эпох складчатости, проявившихся одновременно на всей планете, в действительности не существовало" [с. 18]. Причем эти слова написаны им после выхода в свет работ А.А. Пронина [1969а, б], который, опираясь только на анализ несогласий (без использования некоторых других дополнительных критериев изучения глобальных движений, которые еще более усилили бы его позиции), пришел к заключению о существовании глобальных эпох тектогенеза. Примерно в эти же годы в статье, специально посвященной этим вопросам, Э.Н. Янов [1969] указывал, что "... . одним из важнейших достижений советской геотектоники за последнее 20-летие следует считать вывод об отсутствии общепланетарных фаз и эпох складчатости" [с. 84]. Развивая эту крайнюю точку зрения, данная система взглядов имеет, по нашему мнению, тот же методический недостаток, что и концепция Г. Штилле: как и последняя, она слишком абсолютна в своем стремлении, несмотря ни на что, уложить тектоническую жизнь Земли в рамки одних, в данном случае региональных, процессов. И на основании тех материалов, которые позволяют говорить лишь об известных ограничениях глобальной концепции, она неправомерно отвергается целиком.

В итоге рассмотрения логического и фактического обоснования данных концепций складывается как будто бы парадоксальная ситуация. Оказывается, что обе концепции — глобальная и региональная — имеют под собой вполне реальную в принципе основу. Представляется, однако, что этот парадокс — в значительной мере кажущийся в том смысле, что он не заключает в себе непримиримого противоречия. Он возникает не столько из существа проблемы (которая, как будет показано ниже, вполне может быть разрешена в рамках единого подхода, сочетающего в себе главные элементы обеих концепций), сколько из обычно принимаемого (осознанно или невольно), но методологически и логически неоправданного постулата, согласно которому одна концепция автоматически и полностью исключает другую. При этом известную роль играет разное понимание некоторых терминов и понятий, таких, например, как "глобальность", "одновременность" и др. Вследствие этого задача о существовании одновременных глобальных движений формулируется неопределенно. Соответственно разные авторы могут сделать противоположные выводы на одном и том же фактическом материале, что в действительности и наблюдается (ср. цитированные выше работы А.А. Пронина, с одной стороны, и А.Л. Яншина, с другой). Терминологическая сторона вопроса будет рассмотрена нами позже.

Перспективной следует, вероятно, признать не конфронтацию глобальной и региональной концепций, а попытку их синтеза, исходящего из того, что концепции не опровергают одна другую, а дополняют друг друга. Они отражают разные

стороны процесса тектогенеза, в котором суммарный эффект получается за счет взаимодействия или сочетания общепланетарной (в соответствии с глобальной концепцией) и региональной (в соответствии с региональной концепцией) составляющих [Ю.Г. Леонов, 1976а]. Поэтому при корреляции геологических явлений, ставящей целью изучение процессов глобального масштаба, необходимо учитывать, что последние могут затушевываться и осложняться региональными особенностями. Но сами по себе региональные осложнения общепланетарного ритма не должны восприниматься как доказательство его отсутствия. Обратим внимание при этом на то, что, совмещая в рамках единого подхода данные концепции, мы приходим к понятию, в принципе аналогичному понятию непрерывно-прерывистого процесса тектогенеза, о котором говорилось выше, с той лишь разницей, что тогда речь шла о ходе процесса во времени, здесь же имеются в виду главным образом пространственные закономерности.

В геологической литературе имеется мало работ, в которых на конкретном фактическом материале анализируется соотношение процессов регионального и более общего плана. Одна из интересных с методической точки зрения работ такого рода — книга М.А. Фаворской с соавторами [1969], в которой на ряде примеров поставлен вопрос о наложении общих (планетарных?) периодов "повышенной тектонической активности" на разнородные структуры земной коры, развитие которых варьирует от места к месту.

Говоря о глобальной и региональной компонентах тектогенеза, интересно, конечно, поставить вопрос, чем может быть обусловлено существование той и другой. Но дать удовлетворительный ответ на него в настоящее время вряд ли возможно. Выбирать приходится, по-видимому, из двух вариантов.

Первый вариант заключается в предположении, что глобальная и региональная компоненты связаны с принципиально различными механизмами тектогенеза: одного — глобального, воздействующего на весь земной шар (естественно идущего неравномерно и временами приводящего к активизации тектонических движений, которые воспринимаются как глобальные фазы и эпохи повышенной тектонической активности), и другого — регионального, обусловленного индивидуальным развитием того или иного участка земного шара, той или иной тектонической единицы (например, за счет радиальной в своей основе дифференциации вещества и энергии). Вообще говоря, такая постановка вопроса не пользуется популярностью. Напротив, обычным является обратное мнение — о невозможности существования более чем одной причины тектонических движений. Например, Ю.М. Шейнманн [1970] определенно писал о нереальности "множественных" причин тектогенеза; он считал, что "попытки найти множественность причин, определяющих жизнь Земли в целом, являются ошибочными" [с. 7]. Такое мнение, однако, чисто умозрительно. Оно отражает общее мировоззрение исследователя, но не подкрепляется ни логическим, ни фактическим обоснованием. Разрабатывая ту или иную концепцию, большинство авторов не пытается оценить возможность сосуществования двух причин тектонических процессов. Но с чисто логических позиций в таком сосуществовании не было бы ничего странного. Что, например, невероятного в предположении, что жизнью Земли управляют причинно два независимых процесса: направленнная эволюция мантии и коры, ход которой во времени может варьироваться от места к месту, с одной стороны, и внешние (переменные или эпизодические), одновременные для всей Земли воздействия, с другой? Так это или нет, можно доказать, только обладая необходимыми фактами. Но с принципиальной точки зрения для этого нет противопоказаний. И думается, что такой подход является перспективным для объяснения многих особенностей геологической истории, в связи с чем он и допускается некоторыми учеными [Бубнов, 1960; Каттерфельд, 1962; Кропоткин, 1964, 1970; Стовас, 1963; Хаин, 1964].

Второй вариант возможного объяснения глобальной и региональной компонент сводится к предположению, что существует один-единственный глобальный механизм тектогенеза, региональные вариации которого, выраженные в разнообразии тектонических режимов и отступлениях от единой хронологической последовательности событий, объясняются просто латеральной гетерогенностью Земли. Коль

скоро в этом случае глобальная и региональная компоненты являются следствием одного процесса, их разделение может быть проведено только условно (как, например, возможно условное разложение вектора на составляющие).

Думается, что только будущие исследования позволят более уверенно выбрать один из указанных вариантов.

Заканчивая данный раздел, посвященный вопросу о том, как можно с современных позиций подойти к оценке результатов длительной дискуссии о правомерности глобальной и региональной концепций, хотелось бы еще раз подчеркнуть, что единственно правильным представляется синтез этих взглядов, иначе говоря, признание того, что нельзя отвергать существование ни глобальных движений, эпизодических и одновременных для всей планеты, ни движений регионального масштаба, какими бы причинами те и другие не вызывались. Благодаря первым имеются строгая упорядоченность основных вех геологической истории в разных районах земного шара и бросающаяся в глаза латеральная взаимосвязанность одновременных тектонических и магматических процессов. Эта взаимосвязанность особенно хорошо выявляется для новейшего этапа развития Земли, т.е. неогена—квартера [Ю.Г. Леонов, 1972]. В целом же она лучше всего учитывается в рамках новой глобальной тектоники. В последующих главах эти особенности глобальных движений будут рассмотрены с разных точек зрения на конкретных примерах. Вторыми, региональными движениями обусловлена, напротив, пестрота тектонических режимов и линий тектонического развития, меняющихся в той или иной степени при переходе от района к району. Можно сказать, что глобальные движения создают общую канву, на которую наносится прихотливый и изменчивый региональный узор.

ПОДХОД К ВЫДЕЛЕНИЮ ГЛОБАЛЬНЫХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

В этой главе в отличие от следующих, в которых выделение глобальных событий орогенического типа показано на ряде примеров, вопрос рассматривается главным образом с принципиальной точки зрения. Дальнейшее развитие получают здесь положения, сформулированные авторами в более ранних работах [Ю.Г. Леонов, 1976а; Хаин, 1971, 1973].

Говоря о событиях или процессах орогенического типа, мы имеем в виду те формы тектонической активности, которые оказываются разнообразными при более детальном подходе, но в конечном счете связаны с поднятием, формированием положительных структур и складчатостью в прямом смысле слова. Широкое развитие этих явлений служит определяющим признаком, хотя в каких-то районах одновременно с ними развиваются движения (компенсирующие?) противоположного характера (опускание, растяжение). Иначе говоря под названием орогенических или тектогенических событий нам кажется удобным объединить отрезки времени с повышенной тектонической (и магматической) активностью, или всю совокупность таких понятий как орогенические фазы и эпохи, или, что то же самое, фазы и эпохи складчатости, тектогенеза, тектоно-магматические и другие разной продолжительности и разного распространения на площади. Как известно, в употреблении этих названий в советской и зарубежной литературе царит значительный произвол, в связи с чем дальше будет сделана попытка дать некоторые рекомендации по их более строгому применению. Но, несмотря на нечеткую терминологию, именно изучение орогенических событий типа фаз и эпох занимает особое место в исследовании глобальных процессов. Это объясняется тем, что они представляют собой сравнительно короткие импульсы, которые нарушают более спокойный ход геологического развития, в первую очередь осадконакопления, и благодаря этому хорошо идентифицируются по разным признакам в разрезах.

В проблеме выделения орогенических событий, особенно когда речь идет об исследованиях в глобальном масштабе, существует несколько вопросов, требующих специального обсуждения: а) критерии, которые могут быть введены для оценки степени глобальности тектонических (тектоно-магматических) событий; б) признаки (формы проявления), лежащие в основе их выделения; в) их продолжительность; г) терминология.

От того, как понимаются выражения "глобальный" и "глобальное распространение", часто зависит позиция отдельных исследователей в вопросе о существовании глобальных событий. Одна и та же картина распределения движений на поверхности земного шара одними исследователями воспринимается как доказательство их наличия, другими — как доказательство их отсутствия. Это относится не только к орогеническим, но в равной мере и к любым другим геологическим событиям. Поясним сказанное примерами. Для многих площадей континентальной части земного шара были характерны поднятие и регрессия в конце силура—раннем девоне, благодаря чему этот отрезок времени принадлежит к числу наиболее геократических эпох фанерозоя. Эти тенденции особенно ясно проявились в областях каледонской складчатости и на большинстве древних платформ [Казаринов, 1976; Яншин, 1973, рис. 6; Ю.Г. Леонов, 1976б] (см. также главу третью настоящей работы). Из этой закономерности выпадает, однако, Южно-Американская платформа, на которой ранний девон, напротив, был эпохой трансгрессии; кроме того, значительным разнообразием отличались в это время движения и палеогеографическая обстановка на территории будущих варисских и мезозойско-кайнозойских складчатых областей. Иными словами, данные события проявились на большой площади, в разных районах земного шара, но далеко не везде, даже если говорить только о континентах; история же океанов этого времени остается вообще неизвестной. Возникает вопрос, можно ли считать эти события глобальными. Ответ на него (даже при условии полной надежности фактического обоснования) зависит от критериев определения глобальности.

Для иллюстрации можно привести и другой пример, взятый из данных о распространении перерывов и несогласий, которые приведены в уже не раз упоминавшихся работах А.А. Пронина [1969а, б] и которые интерпретируются им как данные о распространении движений орогенического типа ("тектонических эпох", по принятой им терминологии). В дальнейшем мы остановимся на некоторых недостатках примененного им метода именно с точки зрения использования полученных результатов для выявления орогенических событий, но сейчас это не имеет большого значения. А.А. Пронин подсчитал количество разрезов с несогласиями (перерывами и угловыми несогласиями) и без несогласий по отношению к общему количеству проанализированных разрезов. Некоторые несогласия палеозойского возраста (всего шесть) установлены в интервале от 76% (предсреднедевонское несогласие) до 88% (судетское несогласие) от общего числа (100%) изученных разрезов. Остальные несогласия распространены реже — за редкими исключениями (всего три) — не чаще чем в 50% случаев. Эти подсчеты показывают, что даже в случае максимально широко развитых несогласий они прослеживаются далеко не на всей поверхности планеты. При этом нельзя забывать и то, что указанные проценты характеризуют только территорию, подвергшуюся анализу, — без площади акваторий, областей отсутствия отложений, необходимых для выявления несогласия, областей, где соответствующий интервал разреза погребен под более молодыми образованиями, областей неизученных или с недостоверными данными. Кроме того, приведенные цифры не могут вполне адекватно отражать соотношение площадей с несогласиями и без несогласий даже в пределах анилизируемых областей, так как в большой степени зависят от концентрации изученных разрезов (плотности разрезов, или их количества на единицу площади) в той или иной области. При интерпретации этого материала возникает тот же вопрос, что и в предыдущем примере. А.А. Пронин считает столь широкое распространение несогласий доказательством существования глобальных движений и правильности концепции орогенических фаз. Но эти данные убеждают не всех исследователей [см., например, А.Л. Яншин, 1973], и опять-таки все зависит от понимания глобальности.

Приведенные примеры являются отдельными частными иллюстрациями. Но в принципе так же обстоит дело с проявлением любых движений: в настоящее время совершенно очевидно, что нет таких движений, которые были бы зафиксированы буквально повсеместно, даже только на континентах или во всех тектонически

активных (неплатформенных) зонах. Всегда остается большее или меньшее количество районов и тектонических элементов, в которых при наличии соответствующих отложений следов движений не обнаруживается, не говоря уже об океанах и обширных площадях на суше, по которым нет ни положительных, ни отрицательных сведений. Впрочем, этот вывод представляется сейчас тривиальным; для его обоснования вряд ли требуются специальные исследования, и мы подчеркиваем его в основном для того, чтобы оттенить противопоставляемый ему подход.

Думается, что интереснее и перспективнее считать орогеническое событие (фазу, эпоху) глобальным не тогда, когда оно устанавливается по геологическим данным во всех без исключения частях земного шара (чего в соответствии со сказанным выше скорее всего и не бывает), но тогда, когда совокупность его проявлений (большая площадь, размещение в разных, удаленных друг от друга районах) может быть объяснена только как результат одновременного общего процесса, воздействующего на весь земной шар, хотя и не обязательно оставляющего повсюду ясные и тем более одинаковые следы.

Возвращаясь к приведенным ранее примерам, можно с этих позиций уверенно ставить вопрос о глобальном значении как позднесилурийской—раннедевонской эпохи поднятия и регрессии, так и движений, вызвавших формирование упоминавшихся несогласий (по А.А. Пронину), во всяком случае из числа наиболее широко распространенных. Действительно, не локальными или региональными, а только общими процессами, которые одновременно воздействуют на земной шар в целом, можно объяснить однотипное поведение в одни и те же интервалы времени обширных и разобщенных площадей. Крупные площади, на которых движения не зафиксированы, не означают, что они вообще не были ими затронуты. Этот факт естественнее объяснить региональными особенностями строения и тектонического режима, которые оказались сильнее этих общих, глобальных воздействий. Следует учитывать и то важное обстоятелство, что в природе тектонических процессов, вероятно, находится сопряженность деформации сжатия в одних регионах и растяжения в других, часто смежных. Поэтому одна и та же фаза тектонической активности может быть выражена в одном месте складчатостью и поднятием, а в другом — рифтообразованием и усилением погружений (так, например, в тектонике плит постулируется сопряженность спрединга и субдукции).

Указанный подход хорошо согласуется с принципами, сформулированными в разделе, посвященном соотношению глобальной и региональной концепций. В соответствии с этими принципами нет ничего странного в том, что глобальные процессы, в том числе рассматриваемые здесь события орогенического типа, осложняются региональными особенностями, вплоть до полного их подавления. Пространственная разобщенность и неповсеместное проявление движений с этой точки зрения в порядке вещей и сами по себе не исключают возможности их глобального характера.

Таким образом, критерием того, является ли орогеническое событие глобальным или нет, служит не только абсолютный или относительный (по отношению к общей поверхности Земли) размер площади, на которой оно устанавливается, но и характер размещения движений. Если фазы или эпохи одновременно проявляются в различных, удаленных друг от друга частях земного шара и к тому же не как второстепенные локальные события, а как важные геоисторические рубежи в развитии крупных тектонических элементов, то это свидетельствует об их глобальном значении.

Из сказанного вытекают и некоторые практические приемы исследования глобальных фаз и эпох. Для выяснения полной картины горизонтального и вертикального (хронологического) распределения составляющих их явлений (деформации, магматизма и пр.) и детального описания динамики и кинематики движений требуется возможно более полный охват земной поверхности. Но для выяснения самого факта глобальности того или иного события нет необходимости в получении столь же исчерпывающего материала. Убедительные заключения могут быть получены и при анализе не всей поверхности, но, конечно, при условии, что анализируемые площади достаточно велики, относятся к тектонически разнородным эле-

ментам и расположены в разных частях земного шара. Это уточнение во многом, в частности, снимает обычный вопрос об океанах, который ставится так, что "никакие дальнейшие планетарные тектонические построени не могут быть состоятельными без включения в анализ данных по океаническому дну" [Пущаровский, 1978, с. 5]. С этими словами Ю.М. Пущаровского нельзя не согласиться в том случае, когда речь идет об изучении именно полной картины проявления глобальных событий, но это положение не является обязательным условием для решения вопроса о существовании и отсутствии такого рода событий в принципе.

Признаки, лежащие в основе выделения орогенических событий

С самого зарождения концепции орогенических фаз [Stille, 1924] их выделение производилось по наличию угловых несогласий, свидетельствующих о проявлении тектонических деформаций (складкообразования в широком смысле слова). В работах, посвященных этому вопросу, и сейчас нередко продолжает превалировать такой же подход, и представление о фазах отождествляется только с несогласиями [Пронин, 1969а, б; Кунин, Сардонников, 1976]. В то же время уже осознано, что спектр явлений, которыми выражаются орогенические или тектогенические процессы, более широк и не ограничивается только несогласиями и перерывами [А. Мазарович, 1940; Хаин, 1950, 1973; Пейве, 1962; Рубинштейн, 1967; Ю.Г. Леонов, 1976а, б]. В связи с этим появились названия "фаза тектоническая", "тектоно-магматическая", "тектогенез".

Подход к изучению орогенических событий, при котором они в общем случае рассматриваются как сложный комплекс хронологически взаимосвязанных "элементарных" явлений, несомненно более плодотворен. Орогенические фазы и эпохи, или, как мы предпочитаем их называть, "фазы и эпохи тектогенеза", трактуются с этой точки зрения не только как периоды усиления деформации или складчатости в прямом смысле слова, но как вообще периоды повышенной тектонической и магматической активности, конкретное выражение которых меняется от места к месту в зависимости от многих обстоятельств. Такое понимание фаз и эпох вытекает из наблюдаемых геологических соотношений и соответствует сформулированным выше положениям о сочетании в тектогенезе глобальных и региональных тенденций.

Среди многих факторов регионального значения, от которых зависят форма и интенсивность проявления орогенических движений, ведущую роль играют, по-видимому, следующие: механические свойства, т.е. строение земной коры и верхней мантии на разных уровнях, которые обладают латеральной изменчивостью как за счет, возможно, гипотетических первичных неоднородностей, так и в результате всей истории геологического развития; меняющиеся от места к месту глубинные энергетические ресурсы, которые могут быть мобилизованы при тектоническом импульсе; тектонический режим в каждом конкретном районе, на фоне которого проявляются движения более общего порядка (например, одинаковый по интенсивности импульс может иметь разные последствия в геосинклинальном прогибе, геоантиклинальном поднятии, на платформе и т.д.); расположение того или иного участка на земном шаре, определяющее ориентировку и интенсивность деформации в поле напряжений, возникающем при глобальном процессе.

Возможно, что-то в этом перечне не учтено, но во всяком случае одновременное влияние всех факторов накладывает отпечаток на характер проявления глобального импульса. Нелегко оценить относительную роль каждого из перечисленных факторов. Один из авторов данного раздела (В.Е. Хаин) полагает, что предварительно можно считать, что главная роль скорее всего принадлежит первому и последнему факторам, т.е. структуре того или иного участка коры и его ориентировке относительно глобального поля напряжений.

При изучении и корреляции орогенических движений на сравнительно ограниченной территории, например в пределах одного тектонического элемента с одинаковым ходом геологического развития, во многих случаях можно ограничиться

прослеживанием одного явления. Наиболее показательными при этом часто оказываются складкообразование и поднятие как наиболее широко распространенная форма тектонической активности, выраженная несогласиями и перерывами. Примером может служить анализ, выполненный именно для такого случая [Ю.Г. Леонов, 1969]. Он касается изучения пространственного размещения на территории Большого Кавказа тектонических движений, имевших место перед средним тоаром и в конце аалена — начале байоса (рис. 1).

Однако даже и для сравнительно однородных тектонических зон изучения только несогласий часто недостаточно для выявления полной картины орогенического процесса. Это происходит как при более интенсивных движениях (когда деформации, связанные с поднятием, — орогенические деформации — сочетаются с другими формами проявления эндогенной активности — различными видами магматизма и метаморфизма), так и в областях относительно менее активных движений, в которых они проявляются в виде конседиментационных деформаций, изменений литологии и т.д. В итоге сфера исследования такого сложного события должна быть расширена, с тем чтобы орогенический процесс рассматриваемого времени получил более полную характеристику. Тем более невозможно ограничиться только несогласиями при исследовании орогенических событий в межрегиональном и глобальном масштабе. Изучение только несогласий обедняет выводы и, во-первых, не дает цельного представления о событии (о формах его проявления в разных районах, их латеральных и вертикальных соотношениях, суммарном возрастном объеме события и пр.), а во-вторых, создает иллюзию его более ограниченного распространения и значения по сравнению с тем, что можно ожидать при анализе всех его составляющих. С этой точки зрения определенной критики заслуживает подход к анализу орогенических эпох в работах А.А. Пронина [1969а, б], который в своем исследовании опирался как раз только на несогласия. В итоге он представил важный материал по распространению несогласий, но этой информации, строго говоря, недостаточно для того, чтобы сделать заключение о фазах или эпохах, в том числе и о таких важнейших их свойствах, как площадь распространения и продолжительность.

Какие же признаки нужно учитывать при изучении орогенических событий? Конкретизируя сказанное выше о разных формах проявления тектонической активности, их можно разделить на несколько групп. Здесь мы ограничиваемся в основном перечислением; примеры читатель сможет найти в следующих главах книги.

Во-первых, это наиболее очевидная, классическая, так сказать, группа, в которую входят тектонические деформации и поднятие, определяемые по условиям залегания горных пород и перерывам. Сюда относятся, с одной стороны, перерывы без углового несогласия, свидетельствующие о поднятии, не сопровождавшемся деформацией (синорогенические и эпейрогенические движения, в понимании Г. Штилле), с другой, угловые несогласия, показывающие наличие деформации, которая происходила в условиях поднятия или завершилась абсолютным поднятием (орогенические движения, складчатость). Группа движений, маркируемых угловыми несогласиями, конечно, тоже очень разнообразна и включает разные типы деформаций — от слабой (пологой) складчатости и блоковых (германотипных, саксонских) деформаций до наиболее интенсивных деформаций с общим течением пород, изоклинальной складчатостью, шарьяжами и т.д.

Во-вторых, большое значение в ряде случаев имеют всевозможные конседиментационные деформации, отражающие движения, не вызвавшие абсолютного поднятия. На материале многих районов, таких, как Юго-Восточный Кавказ, Днепровско-Донецкая впадина, Волго-Уральская область, Прикаспийская впадина, многие районы за рубежом, показано, что периоды конседиментационных деформаций или периоды их усиления в региональном масштабе по крайней мере совпадают с эпохами активизации тектонических движений, которые в других частях этих же районов выделяются по перерывам и угловым несогласиям. Иначе говоря, конседиментационные деформации являются такой же неотъемлемой частью орогенического процесса, как и движения, приводящие к поднятию и образованию несогла-

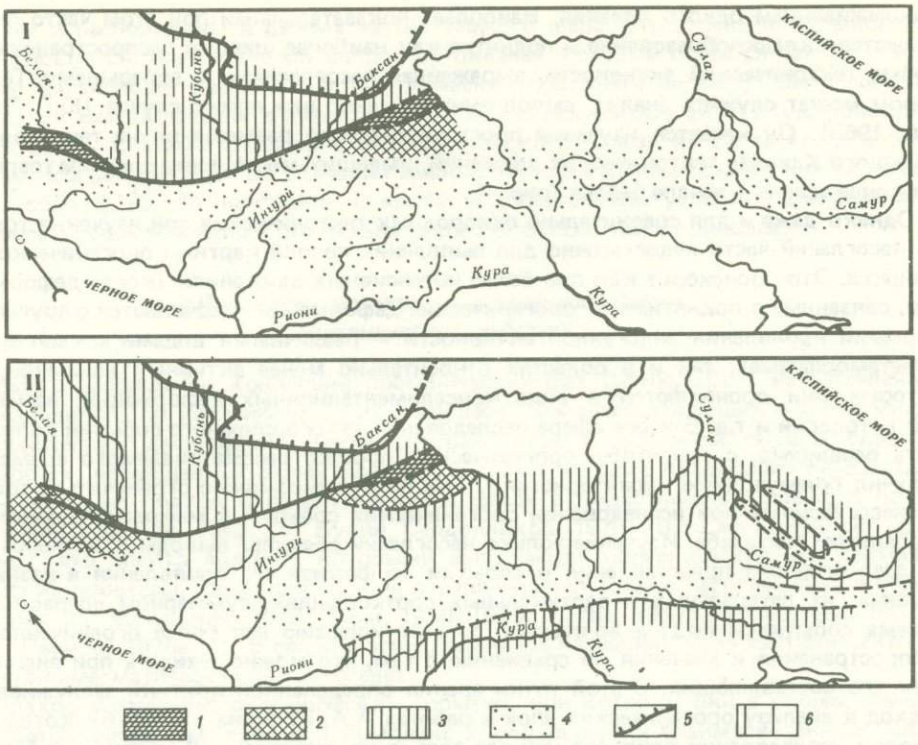


Рис. 1. Движения перед средним тоаром (I) и в конце аалена—начале байосса (II) на Большом Кавказе

1 — интенсивная складчатость; *2* — слабая складчатость; *3* — поднятие; *4* — отсутствие следов орогенических движений; *5* — северная граница распространения отложений нижней—средней юры; *6* — предполагаемое поднятие в осевой зоне Большого Кавказа

сия. Главное ограничение в использовании данных по конседиментационным деформациям заключается в трудности их идентификации; при этом относительно проще они выявляются в областях с прерывистым и промежуточным типом складчатости (в межгорных и краевых прогибах, на флангах складчатых сооружений, в платформенных структурах) и значительно труднее в геосинклинальных прогибах. В некоторых случаях выявить конседиментационные деформации помогают данные калий-аргонового метода определения радиометрического возраста. Интересный пример такого рода описан в Юго- Западной Англии (полуостров Корнуолл), где в непрерывной толще геосинклинальных отложений девона и карбона калий-аргоновым методом получены цифры возраста для глинистых сланцев и филлитов среднего и верхнего девона в интервале 340—360 млн. лет [Dodson, Rex, 1970]. Эти цифры интерпретируются как возраст динамометаморфизма, при котором из пород была удалена часть аргона. Указанные цифры и стратиграфическое положение пород позволяют сопоставить динамометаморфизм с деформациями бретонской эпохи на границе девона и карбона, которые, судя по этим данным, были здесь интенсивными, но развивались в условиях непрерывного осадконакопления.

В-третьих, следует подчеркнуть значение некоторых осадочных образований, которые служат индикаторами определенных типов движений. К ним относятся, в частности, отдельные разновидности толщ хаотического строения и среди них в первую очередь серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы. Те и другие фиксируют время формирования покровных структур, происходящего в обстановке сжатия. Для олистостромов, точнее части олистостромов, возможно также образование за счет гравитационного соскальзывания масс горных пород в условиях расчлененного рельефа, вызванного вертикальными поднятиями. Та группа олистостромовых комплексов, которая связана с шарьяжами, рассматривается как образования сложного тектоно-осадочного генезиса, объединяющего

в себе процессы перемещения шарьяжной пластины, ее разрушения (дезинтеграции), переноса и отложения материала [Лукьянов и др., 1975; М.Г. Леонов, 1976, 1978] (см. также главу четвертую данной книги). Олистостромовые комплексы встречаются как в морских, так и в континентальных отложениях [Щерба, 1975]. Индикатором орогенических движений (складкообразования, горообразования, поднятия) может служить также появление в разрезе коррелятных (''синорогенических'') грубообломочных отложений: брекчий, конгломератов, толщ типа ''обломочных клиньев'' Ф. Кинга и др. Само собой разумеется, что при межрегиональном и глобальном анализе необходимо взвешивать значимость всех этих образований и по разному относиться к явлениям, играющим существенную роль в развитии крупных тектонических единиц, и явлениям случайным, локальным, связанным с индивидуальными особенностями развития второстепенных элементов или отдельных структур.

В-четвертых, тектонические процессы орогенического типа в определенных условиях приводят не к деформациям и абсолютному поднятию, а к серьезной перестройке тектонического режима, с которой связаны изменение палеогеографической обстановки и соответствующие изменения состава и мощности накапливающихся пород. Интерес представляют в первую очередь именно существенные изменения, как, например, изменения на границах крупных литологических комплексов, или формаций, которые соответствуют рубежам между естественными этапами истории тектонического развития изучаемой площади. Примерами могут служить смена флиша молассой при переходе от геосинклинального режима к орогенному, смена платформенных формаций континентальной молассой в областях эпиплатформенного горообразования и многое другое. При этом должна быть сделана существенная оговорка в отношении аллохтонных осадочных формаций. Они требуют особенно внимательного анализа, так как могут свидетельствовать не столько о смене тектонического режима в месте их накопления, сколько о движениях в питающей провинции. В этом случае они только так и должны рассматриваться — как индикатор процессов в области питания, но не как доказательство значительных движений в области седиментации. Но, разумеется, возможны любые комбинированные случаи, когда действуют оба фактора. Примеров можно было бы привести множество. В частности, весьма наглядная обстановка именно такого рода сложилась в среднем девоне на территории Русской платформы, а именно интенсивные движения в пределах самой плиты в сочетании с орогенезом в области ее северо-западного обрамления и обильным поступлением оттуда обломочного материала.

В-пятых, обширную группу составляют процессы магматизма и метаморфизма, многие формы которых хорошо коррелируются с различными другими индикаторами тектонической активности. Особенно показательны в этом отношении гранитоидные породы. В региональном масштабе, для единой в тектоническом отношении площади, время становления гранитоидных интрузий часто совпадает (если говорить сейчас не о деталях взаимоотношения, в которых еще много неясного, а о хронологическом соответствии и при этом в достаточно широких возрастных рамках) со временем проявления собственно-тектонических движений: воздымание, складкообразование, активизация движений на консолидированных участках и пр. Такая взаимосвязь наблюдается в областях с разным геологическим строением и историей — от элементов платформенного типа, на которых гранитоидный магматизм имеет характер магматической активизации (ревивации, по М.С. Нагибиной) [1967], через промежуточные категории структур, до подвижных зон геосинклинального типа. Связь тектонических движений орогенического типа с проявлением гранитоидного магматизма устанавливается и в глобальном масштабе. Об этом свидетельствует концентрация эпох гранитообразования в эпохи, по крайней мере некоторые, интенсивных орогенических движений [Рубинштейн, 1967] (см. также главу третью данной книги). Отдавая должное гранитоидам, не следует отказываться от анализа и других магматических пород, в том числе и от анализа распределения во времени проявлений вулканизма. Среди многих возможных случаев связи вулканизма с орогенической активностью укажем на такой, как вулканизм рифтовых зон, эволюция которого (вспышки вулканизма, изменение

состава и местоположения излияний) коррелируется с этапами и фазами развития рифтовых структур.

Вышеприведенный перечень признаков, лежащих в основе выделения орогенических событий, вероятно, не является исчерпывающим, но в нем, как нам кажется, очерчен круг главных явлений, которые служат выражением орогенической активности и в принципе могут быть составными элементами глобальных событий типа фаз и эпох. Для того чтобы эта потенциальная возможность воплотилась в виде реально прослеживаемых событий глобального (или по крайней мере достаточно крупного, "надрегионального") масштаба, необходимо путем анализа региональной истории развития и последующей корреляции региональных данных оценить значимость этих явлений, их размещение в разрезе и на поверхности земного шара и убедиться в том, что они действительно локализуются в пределах достаточно четко обособленных интервалов времени.

В заключение упомянем еще об одном источнике информации об орогенических событиях — о данных по радиометрическому возрасту изверженных и метаморфических пород. В настоящее время твердо установлено, что в цифрах радиометрического возраста зафиксировано не только время становления породы, но и история ее дальнейшего преобразования. Особенно чутким индикатором тектонических процессов, которые сопровождались изменением термического режима (остыванием или разогревом при перемещении объекта по вертикали или за счет изменения теплового потока), являются данные калий-аргонового метода. Калий-аргоновые цифры во многих случаях отражают время не внедрения интрузии, а ее выхода из нестабильных условий, в которых происходит миграция аргона, в область с такими условиями *PT*, при которых относительное содержание калия и аргона больше не меняется. Это показано на ряде региональных примеров [Dewey, Pankhurst, 1970; Niggli, 1970].

Корреляция между цифрами радиометрического возраста и орогеническими событиями выявляется как для отдельных областей, так и в более общем плане. Анализируя распределение во времени цифр радиометрического возраста фанерозойских гранитов и метаморфических пород, М.М. Рубинштейн [1967] пришел к выводу о дискретности интервалов, в которых концентрируются цифры, и об их глобальном значении. За истекшее со времени этой работы десятилетие были получены многочисленные новые данные, дополняющие и существенно корректирующие несколько идеализированные построения М.М. Рубинштейна, но они не дают оснований для пересмотра сделанного им заключения по существу. Показательно при этом, что достаточно четкая картина распределения получается при суммарном рассмотрении разных данных, каждая группа которых сама по себе свидетельствует о разных явлениях: о времени образования породы, с одной стороны, и о ее последующем преобразовании (остывании, "омоложении"), с другой. Это может объясняться только тем, что оба явления подчиняются приблизительно одинаковому закону распределения во времени. Следовательно, они тесно связаны друг с другом и скорее всего определяются одной общей причиной. А совпадение их с орогеническими событиями, которое в общих чертах было отмечено М.М. Рубинштейном и более детально может быть обосновано на ряде примеров в настоящее время (см. главу вторую), позволяет ставить вопрос еще шире — собственно-тектонические процессы орогенического типа (поднятие, складчатость и пр.), гранитоидный магматизм, метаморфизм и "омоложение" пород представляют в большинстве случаев результат общей, более фундаментальной причины [Хаин, 1973]. В соответствии со сказанным, данные по радиометрическому возрасту, показывающие время остывания или "омоложения" породы, могут содержать интересную дополнительную информацию об орогенических процессах.

Продолжительность орогенических событий

О продолжительности некоторых конкретных орогенических событий мы будем говорить в основном в третьей главе на примере палеозоя и отчасти позднего кайнозоя. Здесь же остановимся на ряде вопросов общего, методического характера.

Выделяя орогенические фазы, Г. Штилле считал их кратковременными событиями, длительностью не более нескольких десятков или сотен тысяч лет. При дальнейших исследованиях интервалы времени, соответствующие фазам (или, точнее, тем минимальным по продолжительности событиям, которые, по мнению авторов соответствующих работ, могут быть выделены в глобальном масштабе), расширились: М.М. Рубинштейн оценивает их величиной порядка 3–5 млн. лет, А.А. Пронин – порядка 15–20 млн. лет, называя их, правда, не фазами, а более крупными единицами – эпохами. Представление указанных авторов о столь большой длительности рассматриваемых событий согласуется со сделанными ими выводами об их более сложной, чем казалось вначале, внутренней структуре, при которой возрастной диапазон глобального (или "надрегионального") события складывается из суммы его более частных и в общем случае более коротких региональных проявлений.

Действительно, в соответствии с предложенным выше пониманием глобального орогенического события как сложной совокупности явлений его общая продолжительность должна представлять собой суммарную продолжительность этих отдельных составляющих его ("элементарных") явлений. Как показывает практика [Ю.Г. Леонов, 1976б], при межрегиональной корреляции часто наблюдаются (или из-за недостаточно точных данных не может быть исключено) то или иное несовпадение возраста движений и их неодинаковая продолжительность в разных районах. Представлению об общепланетарных орогенических событиях не противоречит смещение несогласий и других форм проявления активности по хронологической шкале – смещение во времени в зависимости от региональных условий, вероятно, так же неизбежно и естественно, как и вариации формы проявления, о которых говорилось выше.

Схема суммирования региональных интервалов показана на рис. 2. Индексами τ_1, τ_2, ... обозначена региональная продолжительность движений, индексом T – общая суммарная продолжительность события в "надрегиональном" масштабе ($T = \tau_1 + \tau_2 + ...$). Следует заметить при этом, что мнение многих исследователей о строгой закономерности или даже одинаковой продолжительности разновозрастных фаз или эпох [Кунин, Сардонников, 1976; Рубинштейн, 1967], по существу, ничем еще не доказано. Поэтому продолжительность каждого события пока может быть получена только эмпирически, при обобщении достаточно большого материала по разным районам. Ряд примеров в этом направлении приводится в третьей главе книги.

Определение длительности в абсолютном исчислении упирается вообще в большие трудности, и прежде всего в недостаточное количество строгих реперов радиометрического возраста для мелких подразделений геохронологической шкалы (границ ярусов и подъярусов). Продолжительность таких подразделений приходится, как правило, определять условно (обычно делением возраста отдела или системы на равные части по количеству ярусов), заранее допуская тем самым возможность большой ошибки. При этом не следует забывать и о тех ограничениях, которые накладываются точностью собственностратиграфической (главным образом биостратиграфической) корреляции, а также об ошибках в определении возраста движений или проявлений магматизма по стратиграфической амплитуде перерыва; в этом случае ошибка всегда заключается в возможном преувеличении возрастного диапазона движений. При учете всех возможных погрешностей, обусловленных перечисленными обстоятельствами, суммарная ошибка в настоящее время для большинства глобальных орогенических событий вряд ли может быть меньше ±5 млн. лет (при чисто качественной, прикидочной оценке этой ошибки). Бóльшая точность, вероятно, возможна только для плиоцен-четвертичного времени.

В связи с оценкой продолжительности орогенических событий интересно остановиться на одном частном случае, который, однако, широко используется в полемике о существовании глобальных фаз. Речь идет о тех случаях, когда орогенические события надрегионального значения в отдельных районах представлены не единичными несогласиями, а несколькими, расположенными друг над другом

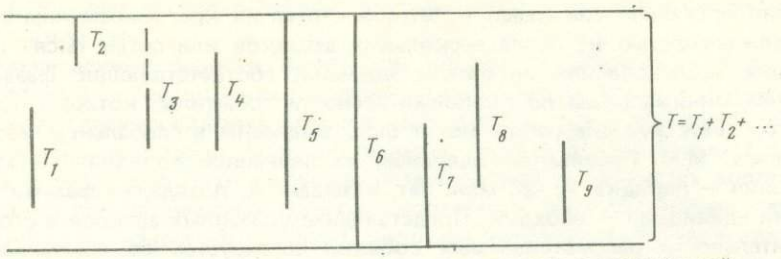


Рис. 2. Принципиальная схема соотношения полной и региональной продолжительности орогенического события

(см. рис. 2, индекс T_3). Дж. Гиллули, критикуя Г. Штилле, приводил пример по неогену Калифорний, где пяти-шести глобальным фазам Г. Штилле соответствует в общей сложности около 40 несогласий. Дж. Гиллули считал, что такое большое количество несогласий противоречит представлению об эпизодическом характере орогенических движений и препятствует выделению глобальных фаз. Если даже не принимать во внимание сформулированный нами раньше тезис о том, что единичные региональные отступления не могут сами по себе противоречить существованию глобального события, и отнестись к этому отступлению "всерьез", то выявляется закономерное расположение данных несогласий, большая часть которых группируется в разрезе на тех уровнях, которые соответствуют фазам Г. Штилле. Показавший это С.Н. Бубнов [1958] подчеркнул, что "фаза Г. Штилле – не единый толчок, а сумма следующих друг за другом толчков ... Эта сумма составляет активный эпизод в истории Земли" [с. 5]. Такого рода случаи не являются, быть может, правилом, но они и не так редки. В немецкой геологической литературе сближенные несогласия, выделяемые в каком-либо районе и в сумме соответствующие более общей фазе или эпохе движений, называют "подфазами", или "частичными фазами" (Teilphase). Например, бретонская фаза в переходных горизонтах от девона к карбону отмечена в Гарце несколькими сближенными перерывами, описываемыми как "Teilphase" [Möbus, 1966]. С явлениями такого рода, следовательно, необходимо считаться при изучении глобальных событий и определении их полной продолжительности.

Таким образом, при определении продолжительности событий надрегионального и глобального распространения следует считаться с тем, что она, во-первых, представляет сумму региональных проявлений, во-вторых, может иметь достаточно большой возрастной диапазон (реальный или кажущийся вследствие неточного определения возраста и корреляции), в-третьих, может быть весьма различной для событий разного возраста. Особенно хотелось бы подчеркнуть необходимость реалистического подхода к вопросу о глобальных событиях, при исследовании которых и обсуждении результатов не следует упускать из виду реальных возможностей исследования. Реальным же является следующее. На материале плиоцена–квартера, допускающем применение методов наиболее дробного расчленения движений во времени и их корреляции, вероятно, можно ставить и решать вопрос о быстрых движениях. Судя по всему, пока мы лишены такой возможности для более древних эпох, для которых из-за несовершенства методов исследования при глобальном анализе приходится ограничиваться событиями значительно большей продолжительности. Существование быстрых движений глобального масштаба на этом материале нельзя (как бы этого ни хотелось) ни доказать, ни опровергнуть. В соответствии с этим должна формулироваться задача исследования для каждого конкретного отрезка времени – не как доказательство или опровержение существования глобальных событий какой-то, наперед заданной продолжительности, а как исследование того, какой минимальной продолжительностью обладают те события, которые могут быть выделены в глобальном масштабе.

Терминология, относящаяся к орогеническим явлениям, если и не очень запутана (вследствие не слишком большого разнообразия применяемых терминов), то во всяком случае достаточно неопределенна. Это связано отчасти с тем, что термин "фаза" сохранился в литературе несмотря на то, что его понимание (например, представление о длительности фаз) менялось со временем и в рамках разных подходов. Тем не менее одними и теми же терминами ("фаза" и позже появившийся термин "эпоха") зачастую обозначаются события разного масштаба с точки зрения их длительности, площади проявления и признаков, по которым они выделяются. В этом отношении частично помогает использование разных уточняющих определений, таких, как "глобальная", "региональная", "орогеническая", "поднятия", "деформации" и т.д. Но они также применяются довольно бессистемно.

В терминах, описывающих орогенические события, должны быть, по-видимому, учтены, во-первых, степень их "сложности" и, во-вторых, пространственное распространение. С точки зрения сложности имеет смысл говорить об элементарных событиях, представленных какой-либо одной группой явлений (например, тектоническими движениями — поднятием, деформацией), и сложных событиях, объединяющих несколько элементарных явлений (например, деформация и магматизм). С точки зрения пространственного значения целесообразно выделять локальные (свойственные небольшим участкам, частям тектонических элементов), региональные (свойственные крупным тектоническим элементам, таким, например, как Большой Кавказ, Урал, Реногерцинская зона Европы и пр.) и глобальные (включая надрегиональные) события. При таком разделении можно предложить следующую систему терминов.

Орогенические события

	Элементарные и относительно простые	Сложные
Глобальные (и надрегиональные)	?	Эпоха тектогенеза
Региональные	Фаза, региональная фаза	Фаза тектогенеза
Локальные	Эпизод (поднятия, деформации и пр.)	

Элементарные орогенические события могут выделяться в локальном и, по-видимому, региональном масштабе. Пока остается открытым вопрос о существовании и возможности выделения элементарных событий глобального масштаба.

Локальные события, площадь распространения которых ограничивается отдельными структурами, частями тектонических элементов или элементами сравнительно небольшого размера (например, отдельные платформенные структуры, частные зоны складчатых сооружений) предлагается называть "эпизодами". В зависимости от их конкретного выражения можно говорить об эпизодах поднятия, деформации, конседиментационных движений, вулканизма и т.д. Как правило, они являются не только локальными, но и короткими проявлениями тектонической активности. Кроме того, они не свидетельствуют об интенсивном тектогенезе, который мог бы вызвать к жизни различные процессы: магматизм в большом объеме, метаморфизм, сильные альпинотипные деформации. Если такого рода процессы имеют место, то это обычно свидетельствует о том, что это не локальный эпизод, а движения более высокого ранга, при которых процесс тектогенеза развивается на значительной территории и в большом объеме коры и мантии. Термин "эпизод" соответствует термину "episode" в англо-американской литературе, который используется для обозначения "... отдельного значительного события или ряда событий в геологической истории или развитии рельефа района, например эпизод вулканизма" [Толковый словарь ..., 1977, с. 487].

Термин "фаза" целесообразно зарезервировать для элементарных и сравнительно простых орогенических событий регионального масштаба, охватывающих в

целом крупные тектонические элементы: складчатые сооружения (типа Большого Кавказа, Урала и пр.), платформы и другие, подобные им по размерам и значению структуры. В тектонически слабо дифференцированных и мало активных областях, и в первую очередь на платформах, фазы могут иметь однотипное выражение на большой площади. В этом случае они отличаются от эпизодов только площадью распространения и их разделение оказывается в значительной степени условным и субъективным. Но чаще, по-видимому, региональные события такого ранга, который предлагается называть фазами, обладают несколько большей сложностью, чем эпизоды. Для иллюстрации приведем еще раз упоминавшийся выше пример с раннее-среднеюрскими фазами поднятия и деформации на Большом Кавказе (см. рис. 1). В целом они соответствуют введенному представлению об элементарных или близких к элементарным событиях, но все же связанные с ними движения заметно варьируют на площади.

Сложные орогенические события выделяются в региональном и глобальном (а также надрегиональном) масштабах. Локальные события, по-видимому, не бывают сложными. Для сложных региональных событий предлагается применять термин "ф а з а т е к т о г е н е з а", для глобальных и надрегиональных — "э п о х а т е к т о г е н е з а". Эпоха тектогенеза представляет собой сложное событие, длительность которого соответствует суммарной длительности составляющих ее региональных фаз и региональных фаз тектогенеза (как это говорилось в предыдущем разделе). Следует подчеркнуть, что понятие глобальных (и надрегиональных) эпох тектогенеза — синтетическое. Эпохи тектогенеза не выявляются непосредственно, а получаются при межрегиональной корреляции. В соответствии с этим они не могут иметь тектонотипов в строгом смысле этого слова.

В соответствии со складывающейся сейчас тенденцией нами выбран термин "фаза (эпоха) тектогенеза", который подчеркивает сложность и многообразность подразумеваемого события. Однако можно было бы взять и другие определения, которые часто и употребляются, такие, как "орогеническая", "складчатости", "тектоническая", "тектоно-магматическая", "повышенной активности или подвижности" и др. Их выбор не играет принципиальной роли. Но в какой-то мере эволюция этого уточняющего слова отражает изменявшееся со временем понимание того, что представляет описываемый этими терминами процесс.

В некоторых случаях может оказаться, кроме того, полезным отделение ортотектонических фаз, проявившихся в интенсивных деформациях сжатия (с образованием линейных складок, надвигов, шарьяжей), от паратектонических фаз, выраженных в других проявлениях тектонической активности, в том числе связанных с растяжением (рифтообразованием и пр.). При этом само собой разумеется, что ортотектогенезу в одних районах может соответствовать паратектогенез в других (что и подразумевал Г. Штилле, говоря о синорогенных движениях). Эти определения в основном приложимы на уровне фаз и фаз тектогенеза (т.е. единиц регионального значения), тогда как глобальные эпохи тектогенеза по определению объединяют разные проявления тектономагматической активности как орто- так и паратектонического характера.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СИСТЕМ, ИМЕЮЩИХ ЦИКЛИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Одна из задач корреляции геологических событий — выяснение общих закономерностей развития планеты и, в конечном итоге, вскрытие их причин, в том числе причин характерной направленности и неравномерности во времени ("фазовости", а порою и цикличности) развития отдельных регионов и Земли в целом. Для выяснения причин интересующих нас закономерностей необходимо хорошо знать не только сами закономерности, но и особенности тех процессов (происходящих в недрах Земли и на ее поверхности), которые могут влиять на изучаемые события, а порою и определять их появление. Поэтому в дополнение к корреляционному изучению геологической натуры приходится прибегать к моделированию геологических систем и процессов. Моделирование геологических процессов осуществляется для того, чтобы лучше понять те их особенности, которые невозможно исследовать в естественных условиях. При этом для каждой задачи создаются специальные модели в соответствии с целью исследования. Исследуемые процессы в моделях неизбежно идеализируются, упрощаются. Это позволяет изучить интересующие нас особенности процесса "в чистом виде" и глубоко понять механизм изучаемого явления.

Однако, прибегая к идеализации, нельзя забывать, что она всегда существенно отличает модель от природного явления, осложненного массой превходящих условий. Поэтому использование результатов моделирования для анализа геологических объектов требует осторожности и обычно дополнительных исследований, доказывающих применимость модели, т.е. несущественность влияния принятых в модели упрощений для данного объекта.

Вторая глава введена в книгу для того, чтобы показать возможность и некоторые результаты моделирования геологических систем, которые развиваются неравномерно, вызывая пульсации геологических процессов.

Неравномерность развития геологических явлений четко просматривается на объектах самых различных размеров и значимости, начиная с ритмичности осадочных толщ и кончая тектоническими событиями типа фаз и эпох и тектоно-магматическими циклами [Цикличность осадконакопления, 1971; Шатский, 1964].

Вопрос о причинах возникновения фаз, циклов или ритмов разной продолжительности — один из главных вопросов истории тектонического развития Земли. До его решения еще далеко, о чем свидетельствует обилие разноречивых мнений и гипотез. Однако из общих соображений ясно, что эти причины всегда можно отнести к одному из двух принципиально различных типов. Они могут быть либо внешними, либо внутренними по отношению к геологической системе, в которой формируются ритмы [Lukyanov, 1972]. Внешними причинами являются воздействия, оказываемые на систему извне. Если эти воздействия периодичны, то в развитии системы возникает периодичность; однако такая периодичность — наложенная, зародившаяся вне системы и не связанная с ее собственным развитием. Это — вынужденные колебания системы. Внутренние причины — колебания, непосредственно связанные с развитием рассматриваемой системы, обусловленные особенностями ее строения и генерирующиеся в ней самой, т.е. собственные колебания, автоколебания. Мы будем рассматривать только внутренние причины. Они нам представляются особенно важными для понимания многих неравномерностей и "фаз" в развитии Земли и отдельных регионов, так как, по-видимому, могут объяснить их возникновение и особенности без привлечения про-

блематичных воздействий космических факторов. Вместе с тем, имея земное происхождение, они могут подвергаться исследованию, причем лучшим методом изучения нам представляется тесная увязка результатов моделирования и глобальной корреляции геологических явлений.

По-видимому, существует много геологических систем, генерирующих колебания. Для нас, разумеется, интересны системы, имеющие геологическое значение: во-первых, с периодом колебаний, измеряемым геологическим временем, т.е. многими тысячами и миллионами лет; во-вторых, имеющие достаточно крупные размеры; в-третьих, влияющие на такие процессы, как магматизм, осадкообразование, деформация горных пород и т.д. Исследование таких колебательных систем находится в зачаточном состоянии. Но тем интереснее возможности и результаты моделирования.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ХОДЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

В моделях колебательных систем, возникающих в ходе магматического процесса, рассматривается перенос тепла через толщу, претерпевающую плавление и кристаллизацию. Учитываются: постоянный тепловой поток; скрытые теплоты плавления (кристаллизации); теплоемкость и теплопроводность, зависящие от состояния вещества; граничные условия. Деформации и механическое внедрение магмы не рассматриваются. В большинстве случаев система не генерирует колебаний [Меламед, 1976]. Однако при определенных условиях в ней возникают тепловые колебания, приводящие к пульсации теплового потока и пульсирующему плавлению (кристаллизации) вещества. Рассмотрим модели, связанные с проплавлением литосферы и кристаллизацией резервуаров магм.

П р о п л а в л е н и е л и т о с ф е р ы. Кажущиеся парадоксальными результаты о пульсирующем проплавлении литосферы впервые были получены А.Н. Тихоновым, Е.А. Любимовой и В.К. Власовым [1969, 1972], если не считать не подкрепленную расчетами гипотезу "термальных циклов" Дж. Джоли [Joly, 1930] и его последователей. Расчеты теоретически построенной модели были осуществлены на ЭВМ. Модель характеризовала разогревающуюся за счет радиоактивного распада Землю с постоянной температурой на поверхности. Значения теплопроводностей, теплоемкостей, температур плавления и скрытых теплот плавления горных пород на различных глубинах были взяты в соответствии с современными представлениями о значениях этих величин. Эффективная теплоотдача $\lambda_{эф}$ в расплаве бралась выше теплопроводности λ нерасплавленных пород, чем имитировалось возникновение конвекции в расплаве. Расчет показал, что в такой модели расплав возникает на глубине 400–500 км от поверхности Земли, после чего идет быстрое плавление в его кровле, в результате верхняя граница расплава начинает подниматься. Через некоторое время на нижней границе расплава начинается кристаллизация, в результате чего граница тоже поднимается.

Таким образом, гигантский расплавленный слой (мощностью до 200–300 км) постепенно мигрирует вверх за счет процессов плавления в его кровле и кристаллизации в подошве. Вначале плавление кровли происходит быстрее, чем кристаллизация на дне расплава, и мощность расплавленного слоя возрастает. Однако по мере продвижения вверх скорость плавления кровли уменьшается, а кристаллизации на дне увеличивается. Через некоторое время подошва мигрирует вверх уже быстрее, чем кровля, и мощность расплавленного слоя начинает уменьшаться сначала медленно, а потом все быстрее. Не доходя до поверхности, подошва нагоняет кровлю и расплав полностью исчезает. В разных моделях это происходило на глубинах от 150 до 30 км. Через некоторое время после исчезновения расплава на глубине 400–500 км снова начиналось плавление и процесс повторялся. Скорость процесса и период прохождения цикла зависели от величины эффективной теплоотдачи в расплаве ($\lambda_{эф}$), которую авторы изменяли в разных вариантах модели, в результате чего были получены циклы с периодом от 140 до 500 млн. лет. "Таким образом, – пишут авторы, – цикличность проплавления верхней мантии Земли,

установленная нами здесь чисто расчетным путем, без каких-либо дополнительных гипотез, обусловлена только переключением теплопроводности с λ на $\lambda_{эф}$ в зоне расплава. Путем последовательного увеличения $\lambda_{эф}$ можно достичь смены длительных циклов на короткие. Многократно изменяя $\lambda_{эф}$, можно достичь чередования длительных и коротких циклов. Следовательно, отношение $\lambda_{эф}/\lambda$ является контролирующим параметром процесса проплавления верхней мантии Земли, прогревающейся энергией радиоактивного распада" [Тихонов и др., 1972, с. 35].

Мы исследовали аналогичную модель на гидроинтеграторе ИГЛ[1]. Так как условия эксперимента были близки к описанным выше, мы их перечислять не будем. Выводы А.Н. Тихонова, Е.А. Любимовой и В.К. Власова в общем подтвердились, хотя детали процесса в нашей модели оказались несколько иными. Наиболее существенным уточнением схемы указанных авторов стала полученная нами четкая зависимость решения от момента появления конвекции в расплаве, что не было ими отмечено. Циклы возникают в том случае, когда к моменту появления конвекции (и соответственно "включения" $\lambda_{эф}$) расплавится достаточно мощный слой, причем чем более мощный слой расплавится до появления конвекции, тем длительнее периоды циклов. Если же повышенная теплопередача возникает в небольших порциях расплава (например, при малой его вязкости), то вместо мощной пульсации крупных расплавленных масс появляется зона "полурасплавленных" пород, средняя теплопередача в которых слегка повышена за счет многочисленных мелких порций расплава, продвигающихся кверху тем же способом "плавление по фронту — кристаллизация в тылу". Эти результаты показывают, что генерация рассматриваемой системой тепловых колебаний и их частота зависят от геологических условий в мантии, которые мы можем учесть, вводя в модель гипотезу о той или иной зависимости появления повышенной теплопередачи от мощности расплавленного слоя.

Приведенные данные о моделировании проплавления литосферы показывают, что, опираясь на современные представления о составе и свойствах земных недр, мы можем ожидать появления в верхней мантии Земли расплавленного слоя, который, пропуская через себя тепловой поток, начнет перемещаться и превратит верхнюю мантию в систему, генерирующую тепловые колебания. Принцип работы такой системы заключается в следующем. Расплавляемый слой является конденсатором тепловой энергии, которая накапливается в нем по мере расплавления за счет скрытой теплоты плавления. Запас накопленной энергии определяется мощностью расплавленного слоя. Этот слой обладает также и переменным тепловым сопротивлением, которое резко падает в момент возникновения конвекции. Количество накопленной пластом энергии, т.е. "емкость теплового конденсатора", зависит от момента "включения" конвекции — чем позже она включится, тем больше энергии запасет пласт. После появления конвекции и, следовательно, резкого падения теплового сопротивления запасенная энергия быстро устремляется вверх, проплавляя кровлю и приближая расплав к земной поверхности. Теперь уже не происходит накопления энергии, а скорость движения расплава вверх определяется величиной $\lambda_{эф}$. По мере приближения расплава к земной поверхности возрастает тепловой поток через покрывающую его твердую оболочку, которая становится все тоньше. На возрастающий отток тепла от расплава расходуется запасенная в нем энергия, пока не истощится полностью[2] и пока расплав не замерзнет на определенном расстоянии от поверхности. После этого процесс начнется сначала. Период цикла, таким образом, слагается из времени накопления энергии в пласте (зависит от начала момента конвекции), времени продвижения расплава вверх (зависит от

---

[1] О принципах и методах исследований на гидроинтеграторах ИГЛ см. в следующих работах [Лукьянов, 1937, 1959; Вевиоровская и др.,1962].

[2] Во многих моделях полного замерзания расплава не происходило. Между нерасплавленным слоем у земной поверхности и зоной пульсирующего проплавления больших глубин располагался длительно существующий расплавленный слой той или иной мощности. Однако эта деталь процесса не нарушает его общих закономерностей.

$\lambda_{эф}$) и времени кристаллизации (зависит от того и другого), а вся система работает по принципу RC-генератора.

Анализ разобранной модели не оставляет сомнений в возможности существования в коре и мантии Земли внутреннего источника пульсаций с периодом во многие миллионы лет, который может охватить большие площади и влиять на характер теплового потока, магматизма и тектонических движений. Взаимная корреляция этих явлений и определение ареалов их распространения может выявить расположение очагов таких автоколебательных систем. При этом важно изучить хронологические детали процесса. Форма колебаний, т.е. продолжительность отдельных этапов цикла, зависит от теплофизических характеристик системы; в модели мы допускаем (по незнанию) их значительные вариации, в результате чего форма и период колебаний могут быть весьма разнообразны. Исследование природной неравномерности развития тектоно-магматического процесса во времени (смена медленных движений быстрыми, амагматичных — вулканическими и т.д.) дает ценнейший феноменологический материал, который поможет уточнить модель и определить термодинамические характеристики вещества в глубоких недрах.

К р и с т а л л и з а ц и я р е з е р в у а р о в м а г м ы. Проблема возникновения пульсаций при кристаллизации магмы встает прежде всего в связи с изучением расслоенных интрузий. Расслоенные интрузии известны давно, имеют основной состав, мелкоритмичное слоистое строение и закономерно изменяющийся по разрезу химический состав. Им посвящена обильная литература, среди которой фундаментальная сводка Л. Уэйджера и Г. Брауна [1970] может быть хорошим введением в проблему. Несмотря на несколько гипотез, вопрос о происхождении слоистости в этих образованиях остается открытым. С точки зрения корреляции геологических явлений принципиален вопрос о наличии или отсутствии связи между образованием "слоев" в интрузии и фазами тектонических движений, внедрений магмы и тому подобными проявлениями внешних воздействий. Среди существующих гипотез по этому поводу имеются разные мнения. Наши исследования показывают, что ритмичность может быть чисто внутренней характеристикой системы, не связанной с какими-либо периодическими внешними воздействиями.

Моделирование осуществляется на гидроинтеграторе ИГЛ. Модель довольно сложная, так как приходится моделировать кристаллизацию неэвтектического расплава с учетом диффузии, теплового потока и конвекции, возникающей и исчезающей в зависимости от распределения температур и концентраций. В простейшем случае с двукомпонентной средой автоколебательная система возникает при такой конвекции, когда теплопередача в камере возрастает быстрее, чем диффузия в зоне кристаллизации. Быстрый отток тепла приводит к кристаллизации на дне камеры сначала тугоплавкого компонента, а затем и эвтектики при соответствующем понижении температуры. Одновременно с этим интенсивный подток тепла к кровле камеры поддерживает здесь высокую температуру (иногда даже с подплавлением кровли). В результате этого разность температур между кровлей и дном камеры уменьшается, что останавливает конвекцию и резко снижает теплопередачу. В результате кровля начинает остывать. Это сопровождается кристаллизацией тугоплавкого компонента, а потом эвтектики у верхней границы камеры. На дне камеры, напротив, температура растет, кристаллизация приостанавливается, а диффузия постепенно выравнивает концентрации в придонном слое. Когда градиент температур достаточно увеличится, снова возникает конвекция, резко возрастает теплопередача в камере и процесс повторяется, формируя следующий асимметричный слой. При расчетах учитывается, что для начала кристаллизации необходимо некоторое переохлаждение расплава. Активные автоколебательные системы возникают и в более сложных моделях, но мы на них останавливаться не будем. Подчеркнем, что они возникают при довольно жестких температурных условиях и только в тех случаях, когда на пути теплового потока находится камера с расплавом неэвтектического состава[1], в котором теплопередача нелинейно зависит от градиента температур, кристаллизация туго-

[1] Необходимое условие неэвтектичности расплава, по-видимому, может объяснить отсутствие расслоенных интрузий гранитного состава.

плавкого компонента начинается в условиях переохлаждения и диффузия не успевает выравнивать концентрацию в зоне кристаллизации.

Приведенный пример показывает, что к сопоставлению ритмично построенных комплексов следует относиться осторожно, так как разные автоколебательные системы могут оказаться настроенными на ту или иную частоту из-за особенностей своего внутреннего строения, а не отражая периодичность внешних воздействий.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ХОДЕ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

В моделях колебательных систем, связанных с осадочным процессом, рассматривается перенос вещества различными агентами, активность которых зависит от особенностей бассейна осадконакопления и строения самого осадка. Мы рассмотрим лишь одну модель, которая применима к различным типам субаэральной и субаквальной седиментации, но особенно важна для понимания ритмично построенных толщ осадочных горных пород морского происхождения (в том числе флиша, олистостром и др.). Многочисленные гипотезы происхождения ритмичной слоистости, начиная от осцилляционной и кончая мутьевыми потоками, настолько хорошо известны широкому кругу геологов, что останавливаться на них нет смысла [Бобров, Романовский, 1970; Вассоевич, 1940, 1948, 1951, 1960; Келлер, 1949; М.Г. Леонов, 1972а,б; Романовский, 1976; Страхов, 1962; Хворова, 1958; Kuenen, 1958, 1967]. Единственное, на что следует обратить внимание, — это вопрос о роли внешних воздействий на формирование ритмов. К сожалению, до сих пор очень многие, если не большинство геологов, склонны думать, что ритмы отражают периодичность внешних сил (тектонических, сейсмических и пр.). Примером может быть точка зрения таких известных геологов, как В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе [1961]. Нам представляются более правильными взгляды С.И. Романовского [1976] и А.А. Савельева [1977], во многом соответствующие приведенной ниже модели.

Моделирование осуществляется на гидроинтеграторе ИГЛ. Поскольку задачи такого типа ставятся на ИГЛ впервые, следует кратко обосновать их постановку. На аналоговом гидроинтеграторе ИГЛ можно моделировать процессы, описываемые дифференциальными уравнениями в частных производных параболического типа, т.е. вида $\frac{\partial U}{\partial t} = a^2 \nabla^2 U + \varphi$ (задачи диффузии, теплопроводности, фильтрации и т.д.).

Процесс переноса и накопления осадка в бассейне описывается аналогичным уравнением, если рассматривать перемещение осадка на площади дна бассейна под действием неупорядоченного волнения. При этом предполагается, что волнение вызывает беспорядочное движение частиц в приповерхностном "слое подвижности осадка". Подвижность осадка оценивается "коэффициентом подвижности", связывающим величину "потока осадка" с уклоном дна. Этот коэффициент зависит от характера бассейна, глубины дна и характера осадка. В такой постановке задачи процесс переноса осадка описывается уравнением

$$\frac{\partial H}{\partial t} = k\left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}\right) + \eta,$$

где H — высота поверхности осадка на дне, k — коэффициент подвижности осадка, η — интенсивность поступления осадочного материала.

Этот процесс моделируется на интеграторе[1].

[1] При постановке задачи предполагается, что волнение воды в бассейне приводит частицы осадка в движение только в некотором приповерхностном слое. Ниже этого слоя ("слоя подвижности") частицы неподвижны, т.е. находятся в захороненном состоянии. Через единичное сечение слоя подвижности за единицу времени проходит в среднем определенное количество частиц осадка, которое может быть охарактеризовано коэффициентом его подвижности. Коэффициент подвижности осадка зависит от характера самого осадка и характера подвижности среды, т.е. может иметь различные значения в разных точках дна. На горизонтальной поверхности дна количество частиц, проходящих через единичное сечение в прямом и обратном направлениях, в среднем одинаково (вследствие беспорядочности волнения). Поэтому, если учитывать частицы, проходящие в одном направлении со знаком плюс, а в противоположном направлении со

При моделировании задается зависимость коэффициента подвижности осадка от глубины бассейна $k = (H)$. Эта зависимость в настоящее время точно не определена. В разных бассейнах, даже частях одного бассейна, зависимость $k = k(H)$, несомненно, может быть различной. Однако известно, что подвижность осадка всегда с глубиной быстро (нелинейно) уменьшается. Этого достаточно, чтобы построить модель, с той или иной степенью точности отвечающую природному процессу.

Моделирование с учетом сказанного показывает, что рельеф поверхности дна бассейна по мере накопления осадка стремится к определенной кривой, определяемой зависимостью $k = k(H)$, и не зависит от исходного рельефа дна. Эта кривая — выпуклая, т.е. крутизна дна с глубиной возрастает. Скорость процесса зависит от интенсивности поступления осадочного материала в бассейн.

Из сказанного следует, что в любом, достаточно глубоком бассейне на некоторой глубине постоянно возрастающий уклон поверхности осадка должен достичь критической величины, при которой откос станет неустойчивым и произойдет оползание осадка. Если осадок тиксотропен[1], т.е. его деформационные свойства от сотрясения изменяются так, что он становится более подвижным, то в оползании должны принять участие значительные массы захороненного осадка. В этом случае угол откоса после оползания станет значительно положе исходного.

Вводя в модель величины двух углов (максимальный угол откоса α_{max}, при котором начинается оползание, и минимальный угол откоса α_{min}, при котором не происходит сползание даже ослабленного сотрясением осадка), мы получаем автоколебательную систему, частота колебаний которой зависит от характеризующих ее пара-

---

знаком минус, суммарная величина будет равна нулю. На наклонном дне, напротив, количество частиц, проходящих через сечение вниз по склону, больше, чем в противоположном направлении, и суммарная величина не равна нулю. При небольших уклонах она пропорциональна градиенту уровня дна dH/dx. Определив поток осадка (q) как суммарное количество вещества осадка, проходящее через единичное сечение за единицу времени при данном уклоне дна, можно определить коэффициент подвижности осадка как отношение потока осадка к уклону дна: $k = -q/(dH/dx)$ (знак минус указывает на то, что поток направлен вниз по склону, т.е. в сторону уменьшения H). Из выражения $q = -k(dH/dx)$ уравнение диффузии выводится путем стандартных рассуждений.

[1] Термин "тиксотропный" происходит от греческого θξις (прикосновение) и τροπη (поворот, изменение) и означает "изменяющий свойства от прикосновения, сотрясения". В тиксотропных веществах при сравнительно небольших напряжениях происходит разрушение некоторых связей между частицами, в результате чего их прочность и вязкость резко снижаются. В спокойных ненапряженных условиях связи и соответственно механические свойства восстанавливаются. Таким образом, тиксотропные вещества находятся либо в "твердообразном", либо в "жидкообразном" состоянии и обратимо переходят из одного состояния в другое под влиянием определенных механических воздействий. Термин широко используется применительно к гелеобразным, коллоидным веществам, в которых разрушение и восстановление связей происходят на молекулярном уровне [Фрейндлих, 1939], т.е. для веществ, тиксотропных на микроуровне. Я его употребляю в более широком смысле, не ограничивая молекулярным уровнем размеры частиц, связи между которыми разрушаются и восстанавливаются в зависимости от характера напряжений и деформаций. Существует большое количество композитных материалов, содержащих микроскопические и видимые невооруженным глазом частицы, между которыми могут возникать и нарушаться связи, резко изменяющие механические свойства этого материала. Геологическим примером таких материалов могут быть плывунные пески, частицы которых в спокойном состоянии образуют каркас, имеющий некоторую прочность, но легко разрушающийся при сотрясении, после чего плывун уподобляется вязкой жидкости. В спокойном состоянии плывун снова консолидируется. Это — вещество, тиксотропное на миниуровне. В некоторых веществах и при некоторых условиях (особенно в геологических объектах) разрушаются связи между крупными глыбами, в результате чего огромные массы приобретают повышенную подвижность ("глыбовое течение") с последующей консолидацией в спокойных условиях. Примером могут служить рассмотренные ниже пульсирующие ледники. Здесь тиксотропия проявляется на макроуровне.

Явление тиксотропии исключительно важно для возникновения собственных колебаний (пульсаций) в деформируемых механических системах. Тиксотропия на всех уровнях имеет общие черты (резкие изменения свойств от механических воздействий), которые и определяют появление пульсаций. При этом, конечно, сохраняется специфика тиксотропии каждого уровня, выраженная в особенностях физико-химических и механических процессов, приводящих к установлению и разрушению связи между частицами. При этом следует различать микро-, мини- и макротиксотропные среды и вещества.

метров, а не от внешних воздействий[1]. Такими параметрами являются интенсивность поступления осадочного материала в бассейн η, коэффициент подвижности осадка $k = k(H)$, максимальный (α_{max}) и минимальный (α_{min}) углы откоса. Действительно, зависимость $k = k(H)$ определяет ту глубину, на которой возникает критический угол откоса в осадке α_{max}; степень тиксотропности осадка определяет разность $\Delta\alpha = \alpha_{max} - \alpha_{min}$, т.е. размер линзы осадка, приводимой в движение при оползании; интенсивность поступления осадочного материала η определяет время, за которое накапливается эта линза, т.е. период колебаний.

Результаты моделирования с учетом максимального и минимального углов откоса подтверждают эти соображения и сводятся к следующему. Поверхность накапливающегося осадка в моделируемом бассейне приобретает в ходе осадконакопления наклон, зависящий от глубины. На определенной глубине угол откоса достигает α_{max}. Для бассейна эта глубина оказывается критической, так как глубже нее материал рассмотренным выше способом не поступает. На критической глубине осадок находится в неустойчивом состоянии, в результате чего он приходит в движение, разрушается и оползает, вероятно, в виде оползня или мутьевого потока. Разрушению и оползанию подвергается более или менее значительная линза осадка, накопившегося в течение длительного времени. На оставшемся после оползня откосе, имеющем угол α_{min}, продолжается осадконакопление до тех пор, пока на критической глубине не восстанавливается угол α_{max}. После этого процесс оползания повторяется. Оползаний не происходит, если глубина бассейна меньше критической. Если же глубина бассейна больше критической, то по способу переноса и накопления осадка он четко разделяется на две зоны: докритическую и закритическую. В закритической зоне бассейна, где глубины больше критических, материал переносится и накапливается только вторым (оползневым) способом, т.е. не непрерывно, а порционно — в результате движения оползней (или мутьевых потоков), которые формируются на критических глубинах. Геологическое значение описанного моделирования заключается именно в разделении бассейна на эти две зоны, на границе которых работает автоколебательная система и происходит принципиальное изменение процесса осадконакопления. Поступление терригенного материала в более глубокую зону бассейна может осуществляться только при помощи ритмично возникающих оползаний.

Ритмичность определяется параметрами бассейна. Образующаяся в бассейне автоколебательная система дает либо редкие, но мощные пульсации, либо частые, но слабые и работает либо энергично, либо вяло. Мощность пульсаций зависит от характера накапливающихся осадков. Если свойства осадка допускают большие значения $\Delta\alpha$, то возникают мощные редкие пульсации и соответственно каждый раз в глубоководной части бассейна формируются достаточно толстые слои (ритмы) осадков. При малых значениях $\Delta\alpha$ возникают частые слабые пульсации и накапливаются тонкие ритмы. Период колебаний системы зависит, кроме того, от интенсивности поступления осадочного материала [при интенсивном поступлении система работает энергично, при неинтенсивном — вяло, т.е. хотя возникают такие же по мощности ритмы (при том же значении $\Delta\alpha$), но возникают они значительно реже, так как при неинтенсивном поступлении материала для накопления такой же линзы осадка требуется больше времени]. Следовательно, характер ритмичности толщи может измениться вследствие незначительных изменений состава поступающего материала (влияющего на $\Delta\alpha$). В то же время одинаковые по облику ритмы могут накапливаться и быстро и медленно. Эти результаты заставляют с осторожностью относиться к попыткам стратиграфической корреляции удаленных регионов по характеру ритмичности.

Приведенные результаты моделирования, по-видимому, довольно правильно отражают природные процессы в бассейнах. Исследователи флиша, развивая идеи Ф. Кюнена, неоднократно подчеркивали существование трех зон формирования флиша: 1) мелководная зона переноса, измельчения и перемешивания материала;

[1] Внешние воздействия, конечно, могут нарушать период собственных колебаний системы, даже вызывать вынужденные колебания, но они совершенно не обязательны.

2) "своеобразная ловушка, в которой весь поступивший материал удерживается некоторое время седиментологическими барьерами, морфологически выраженными либо цепью островов, либо внутренними поднятиями типа подводных валов[1]. Важнейшей функцией этой зоны можно считать порциальное накопление материала и последующую его разгрузку в третью (3) аккумулятивную зону, где и реализуется собственно-флишевая седиментация" [Романовский, 1976, с. 150, 151]. При этом перенос материала может быть достаточно далеким: "При более или менее ровной поверхности дна поток (мутьевой поток. — *А.Л.*) способен перемещаться без видимых потерь скорости на сотни километров. Полная разгрузка наступает лишь при достижении потоком абиссальной равнины" [Там же, с. 41].

Те же самые три зоны выявляются и при моделировании.

Таким образом, ритмичное строение осадочных толщ не свидетельствует о ритмичном внешнем воздействии на бассейн седиментации. Оно может быть определено внутренними свойствами бассейна или части бассейна, т.е. иметь локальное значение.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДЕФОРМАЦИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

Рассмотренные выше собственные колебания систем, связанных с осадконакоплением, близки к колебаниям тектонических систем Действительно, мы моделировали накопление осадка, которое сопровождалось увеличением угла откоса, т.е. внутреннего напряжения в осадке. Когда напряжение превышало предел прочности осадка, он разрушался, становился более подвижным и удалялся из зоны промежуточного накопления в зону захоронения. После этого место удаленного осадка постепенно заполнялось новым материалом до тех пор, пока снова не происходило разрушения осадка. Главным для возникновения колебательной системы было резкое снижение прочности осадка при его разрушении, происходящее на фоне постепенного нарастания напряжений. В результате этого напряжение падало значительно ниже предела прочности ненарушенного осадка и требовалось время, чтобы оно снова поднялось до этого уровня и произвело новое разрушение. Такая же в принципе картина наблюдается при деформациях горных пород.

Наблюдая будинирование тонких и толстых компетентных пластов в растекающейся пластичной массе, легко видеть, что размеры будин пропорциональны пределам прочности соответствующих пластов. Это — наглядный пример того, что в условиях нарастающих напряжений горные породы деформируются неравномерно, причем периодичность деформаций зависит от параметров деформируемой системы. Применяя эти выводы к крупным объектам, мы вправе ожидать, что фазы тектонической активности могут быть связаны с развитием локальных систем. Поэтому одна из задач корреляции тектонических событий — выделение этих локальных систем и выяснение особенностей их строения. Не менее важно отделение фаз тектонической активности, связанных с местными причинами, от фаз глобального масштаба.

Моделями локальных колебательных систем, связанных с деформациями горных пород, могут быть пульсирующие ледники, детально изученные гляциологами. Известны три класса ледников: нормальные, быстрые и "паводочные", или пульсирующие [Кренке, 1974]. Для пульсирующих ледников характерен переменный режим движения, которому соответствуют релаксационные автоколебания системы [Шумский, 1973]. Лишь незначительная часть ледников относится к классу пульсирующих, но все же их известно довольно много: 204 в Северной Америке, около 40 в СССР, значительное количество в Центральной Азии, Альпах, Южной Америке, Новой Зеландии, Исландии, Шпицбергене и др. [Долгушин, Осипова, 1971]. По мнению М. Майера и А. Поста, для пульсирующих ледников характерны следующие отличительные черты: "1) все пульсирующие ледники пульсируют повторно, некоторые из них до 10 и более раз; 2) большинство пульсаций, для которых есть данные по вре-

[1] Результаты нашего моделирования показывают, что валы и подводные гряды совсем не обязательны. Роль "барьера" играет неизбежное изменение с глубиной коэффициента подвижности осадка, а "ловушка" может быть не депрессией, а просто частью склона.

мени, – равномерно периодические и не вызываются каким-либо из внешних факторов (землетрясение, колебание климата); 3) активная стадия пульсации относительно кратковременна (менее года – 6 лет), после чего наступает длительная стадия покоя (15–100 и более лет); 4) время полного цикла, или активной стадии, не имеет простого отношения к длине и площади ледника (возможно, период пульсации является комплексной функцией общего смещения льда во время пульсации и величины баланса массы в период покоя); 5) скорости движения льда во время активной фазы всегда значительно больше, по крайней мере на порядок, чем скорости движения льда в тех же местах в спокойном состоянии" [Долгушин, Осипова, 1971, с. 212].

По мнению Л.Д. Долгушина и Г.Б. Осиповой, "полный цикл пульсации ... слагается из трех основных, периодически повторяющихся фаз: 1) фаза активного продвижения, когда скорости движения льда скачкообразно увеличиваются на 1–2 порядка, и паводочная волна стремительно распространяется вниз по леднику, вызывая продвижение его конца вниз по долине в область мертвого льда, моренных и флювиогляциальных отложений, оставленных предыдущей подвижкой; 2) фаза омертвения и деградации продвинувшейся части ледника и 3) фаза восстановления, в течение которой ледник постепенно, начиная с верховьев, восстанавливает свой продольный профиль до начального положения. Соответственно пульсирующая часть ледника (или весь ледник) может быть подразделена на три зоны: выноса, привноса и продвижения" [Там же, с. 213].

Классическим и хорошо изученным примером пульсирующего ледника может быть ледник Медвежий на Памире. Он пульсировал в 1937, 1951, 1963 и 1973 гг. "В 1963 г. с середины апреля по 24 июня вздувшийся до 120–150 м лоб ледника Медвежий продвинулся вниз по долине на 1600 м со средней скоростью 40 м в сутки... В результате этой подвижки, начавшейся от подножия ледопада, поверхность ледникового языка на протяжении верхних двух третей понизилась в среднем на 50–70 м, оставив на склонах долины глыбы льда и полосы "прилавков", фиксирующих прежнюю его поверхность. Во время подвижки ледник был расколот многочисленными перекрещивающимися трещинами на призматические блоки, напоминающие столбчатые отдельности базальтов, а между осевой зоной ледника и краевыми зонами дробления сформировались гигантские (протяжением до нескольких километров) продольные разрывы. Вынос льда из верхней части ледникового языка в продвинувшуюся часть составил около 140 млн. $м^3$, а масса переместившейся с ним морены – не менее 3 млн. т.

К осени 1963 г. нижняя часть ледникового языка на протяжении 5–6 км полностью омертвела и начался процесс уплотнения, интенсивного таяния и нивелировки поверхности...

В верховьях ледникового языка под ледопадом, близ верхней границы зоны выноса, в 1965–1966 гг. отмечено зарождение новой кинематической волны со средними скоростями движения льда 250–300 м/год. В последующие 1967, 1968 и 1969 гг. гребень волны продвигался вниз по леднику со скоростью 1200–1500 м/год, а в ее тылу формировалась зона растяжения с зияющими глубокими трещинами, перемещавшаяся по леднику вслед за гребнем. Замечено, что при скорости движения льда более 70–100 см/сутки тело ледника по системе перекрещивающихся поперечных и продольных к направлению движения льда трещин раскалывается на призматические блоки, а вдоль бортов долины образуются краевые разрывы. В активизировавшейся части ледникового языка, которая постепенно поглощает нижнюю омертвевшую его часть, происходит повышение поверхности льда. Ледник стремится восстановить свой продольный профиль, предшествовавший подвижке 1963 г., который к концу активной фазы пульсации был выположен. К осени 1969 г. гребень передовой кинематической волны, возвышающейся крутым выпуклым склоном над омертвевшей частью ледникового языка на 40–50 м, миновал устье правого (и единственного) притока и находился примерно в 2 км от того места, где до подвижки 1963 г. оканчивался ледник Медвежий. В 1970 г. он продвинулся еще на 1000–1200 м. Примерно через 2–3 года волна достигнет конца ледника, а еще через 1–2 года продольный профиль ледника превысит критический уровень, и ледник

полностью созреет для очередной подвижки, которая, очевидно, произойдет в 1974–1975 гг." [Долгушин, Осипова, 1971, с. 203–204]. Предсказанная подвижка ледника произошла в 1973 г.

Гляциологи считают установленным, "что ледниковые пульсации не являются прямым следствием колебаний приходно-расходного баланса ледника, поскольку пульсации происходят и в периоды общего наступления, и в периоды отступания ледников. Они представляют динамическое выражение разрядки напряжений, накапливающихся в самих ледниковых системах" [Там же, с. 213]. Особенности строения пульсирующих ледников, по-видимому, таковы, что "на протяжении большей части жизни ледника питание в его области аккумуляции резко преобладает над выносом из нее льда путем движения и, наоборот, расхода льда в области абляции над привносом туда льда. Лишь во время подвижки картина сменяется на противоположную, что приводит к резкому снижению поверхности в верхней части ледника и вздутию его нижней части" [Кренке, 1974, с. 275]. Во время быстрых подвижек отмечается раздробление льда, что повышает его подвижность. Правда, на некоторых ледниках трещины, по-видимому, не рассекают всего тела ледника и в глубоких его частях сохраняется пластическое течение льда. Но и в этом случае ясно, что подвижность ледника резко возрастает после его нарушения под действием критических напряжений и что движение во время "паводка" происходит по другим законам по сравнению с движением в "нормальных", ненарушенных условиях. Многочисленные гипотезы пытаются вскрыть эти законы, учитывая как механические, так и термические факторы, однако стройной исчерпывающей теории движения ледников пока не существует. Для наших целей она и не обязательна, так как в других геологических объектах детали деформаций и движений могут быть существенно иными. Ледниковая модель релаксационной автоколебательной системы доказывает главное: такие системы могут существовать среди геологических объектов, иметь большие размеры, длительные периоды колебаний и определять характер тектонических движений в радиусе их действия.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Приведенные выше примеры показывают, что на поверхности и в недрах Земли имеются богатые возможности для возникновения автоколебательных систем. Такие системы имеют разную природу, возникают в различных условиях и генерируют колебания в таких процессах, как перенос тепла, перенос осадков и тектонические движения. Каждая колебательная система "квантует" процессы переноса вещества или энергии, превращает их в пульсирующие. При этом частота возникающих колебаний органически связана с самой системой и определяется ее параметрами.

Рассмотренные модели имеют разные масштабы и значение: магматические интересны для понимания развития крупных тектонических структур, вулканизма, металлогении; осадочные — для формирования слоистости разных порядков; деформационные — для образования различных тектонических структур, особенно шарьяжей [Лукьянов, 1972]. Взаимное наложение разнопорядковых колебаний создает очень сложную ритмику развития Земли. Разобраться в ней и выявить роль отдельных колебательных систем — одна из фундаментальных проблем глобальной корреляции геологических явлений. Моделирование может помочь найти новые пути для решения этой проблемы.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОРОГЕНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ: ОРОГЕННЫЕ ПЕРИОДЫ И ЭПОХИ ТЕКТОГЕНЕЗА

В главе первой рассмотрен главным образом методический аспект проблемы и сформулированы основные методические предпосылки изучения глобальных орогенических событий. Было подчеркнуто, кроме того, что имеющиеся на сегодняшний день данные с большой долей вероятности указывают на существование событий глобального масштаба. В данной главе процедура выделения глобальных событий иллюстрируется на конкретном геологическом материале. Для этого выбраны некоторые примеры, специально изученные с данной точки зрения.

Изученные примеры, как мы увидим дальше, хотя и являются единичными, но тем не менее позволяют думать, что не только для них, но и для подавляющей части геологической истории можно говорить о выделении в глобальном масштабе лишь достаточно длительных событий и достаточно крупного ранга — длительностью порядка 10 млн. лет, отвечающих эпохам тектогенеза (в соответствии с определением эпох тектогенеза, данным в главе первой). Из-за того предела точности, который ставится возможностью стратиграфических методов определения возраста и межрегиональной корреляции тектонических и магматических событий, пока, по-видимому, невозможно установить, существуют или нет глобальные одновременные события значительно меньшей продолжительности. Исключение, вероятно, представляют последние несколько миллионов лет, соответствующие плиоцену и квартеру, для которых применяются более точные методы исследования и более точные палеонтологические датировки и для которых поэтому можно ставить вопрос об изучении и корреляции более быстрых движений.

Кроме эпох тектогенеза, как наиболее коротких, доступных для изучения глобальных событий, в этой главе рассматриваются также другие, заведомо более длительные события, названные орогенными периодами. К ним относятся хорошо известные крупные отрезки времени, характеризующиеся широким проявлением орогенного тектонического режима. Об орогенном режиме речь будет идти в основном дальше, здесь же отметим, что его главная особенность — горообразование. Поэтому орогенные периоды можно было бы также назвать периодами горообразования. В геологической литературе их чаще называют, кроме того, не периодами, а эпохами (эпоха новейшего горообразования, или орогенеза, и т.д.). Но, зарезервировав название "эпоха" для более коротких событий — эпох тектогенеза, нецелесообразно одновременно применять его еще и в этом смысле (хотя, впрочем, понятно, что эти термины в отличие от стоящих за ними понятий условны и при желании могут быть заменены другими). В палеозое, мезозое и кайнозое насчитывается по крайней мере три орогенных периода: девон, вторая половина карбона — пермь — начало триаса, олигоцен — неоген — квартер, или, для краткости, девонский, позднепалеозойский, новейший (позднекайнозойский).

Орогенные периоды и эпохи тектогенеза представляют события разного ранга. Орогенные периоды — это длительные отрезки времени, в течение которых сохранялся определенный тектонический режим на значительной части земной поверхности. Эпохи тектогенеза в сравнении с ними выглядят как события импульсного характера, несмотря на их также заметную продолжительность. Поэтому они в общем случае по-разному отражаются в процессе осадконакопления: орогенные периоды представлены крупными литологическими комплексами или формациями горных пород (орогенными и близкими к ним), эпохи тектогенеза — граница-

ми между комплексами или образованиями, свидетельствующими об относительно кратких вспышках тектонической активности.

Естественно поставить вопрос: в какой мере орогенные периоды и эпохи тектогенеза связаны друг с другом, являются ли они зависимыми, или, точнее, соподчиненными феноменами (членами одного ряда), или, напротив, независимы друг от друга? Мы не рассчитываем, однако, дать в этой книге окончательный ответ на этот вопрос. Но важно подчеркнуть, что на стадии анализа они могут быть легко отделены друг от друга и изучены независимо. Эпохи тектогенеза в наиболее эффектном выражении чаще устанавливаются на материале орогенных областей. Но они не являются особенностью только этих областей. Во-первых, они сколько угодно выделяются в промежутках между орогенными периодами. Во-вторых, во время орогенных периодов они не только выделяются в областях с орогенным режимом, но и широко прослеживаются также за их пределами. С этой точки зрения эпохи тектогенеза можно отнести к категории "транзитных" событий, проявляющихся в областях с разным тектоническим режимом.

ОРОГЕННЫЕ ПЕРИОДЫ

Представление об орогенном режиме было сформулировано в работах многих исследователей на материале разных областей и интервалов времени [Белоусов, 1974, 1976; Богданов, 1959; Ю.Г. Леонов, 1976б; Моссаковский, 1975; Шульц, 1958]. Орогенный режим оказывается одним из наиболее четко выраженных и относительно легко идентифицируемых (по структурным, литологическим, петрографическим и геоморфологическим признакам) тектонических режимов. Для него характерно прежде всего горообразование, сопровождающееся формированием горного рельефа и межгорных и предгорных молассовых впадин. Горообразование — главный, т.е. "руководящий" признак для выделения орогенного режима и орогенных периодов. Дополнительным, но также весьма типичным признаком служит орогенный вулканизм, или, говоря шире, формирование вулкано-плутонической ассоциации, состоящей из наземных вулканитов и гранитоидных интрузий. Для многих членов ассоциации характерна повышенная щелочность.

Особенно важная черта горообразования, о котором идет речь, — его контрастность. Она выражается в одновременном формировании не только орографически выраженных поднятий, но и обязательно также молассовых впадин. Выполняющие их отложения при палеогеографическом и палеотектоническом анализах играют главную роль — по наличию, составу и строению этих отложений устанавливается не только история движений, но и сам факт горообразования. Только по отложениям можно судить о горообразовании древних эпох и проводить сравнение с современным горообразованием. Перерывы сами по себе могут указывать на длительное и интенсивное поднятие, но при отсутствии коррелятных моласс нет оснований интерпретировать это поднятие как процесс горообразования и говорить об орогенном режиме.

Можно с уверенностью считать, что обстановка контрастного горообразования представляет собой не просто ландшафтное явление, но определенную тектоническую обстановку — орогенный тектонический режим. Существуют необходимые условия, при которых только в массовом количестве происходит образование молассовых континентальных толщ и при которых, следовательно, имеется возможность говорить о контрастном горообразовании: а) расчлененный рельеф, обеспечивающий интенсивный снос обломочного материала; б) большие по площади континентальные массивы, обеспечивающие аккумуляцию в континентальных условиях большой массы выносимого обломочного материала; в) интенсивное формирование отрицательных структур (впадин, грабенов, прогибов) в области аккумуляции, необходимых для сосредоточения в них мощных толщ молассы.

При выпадении хотя бы одного из перечисленных условий не представляется возможным говорить о контрастном горообразовании (без пункта "а" не будет материала для формирования молассы; без пункта "б" поступающий материал

отложится в виде каких-то иных, немолассовых комплексов терригенных горных пород; без пункта "в" может образоваться также не моласса, а более или менее равномерный чехол типа платформенного, сложенный молассоподобными — с точки зрения литологии, но не мощности — отложениями). При реализации этих условий на сравнительно ограниченной площади получаются отдельные локальные или региональные эпизоды контрастного горообразования, не дающие оснований для выделения их в качестве событий крупного и тем более глобального значения. Эти эпизоды, имеющие разный масштаб, судя по всему, довольно прихотливо (хотя, может быть, и не бессистемно?) разбросаны в пространстве и во времени. От них резко отличаются описываемые здесь орогенные периоды, во время которых контрастное горообразование и другие формы проявления орогенного режима происходили на большой площади.

Выше указывалось, что за время от начала палеозоя до настоящего времени насчитывается по крайней мере три крупных орогенных периода: девонский, позднепалеозойский и позднекайнозойский. Автору не вполне ясно, исчерпывается ли перечень только этими периодами или к ним следовало бы добавить еще события аналогичного порядка. Вероятно, в эту категорию попадают события позднего рифея—венда с широким накоплением красноцветных континентальных моласс, свидетельствующих о широко проявившемся горообразовании. Говорить о соизмеримых по значению орогенных периодах в палеозое и кайнозое, по-видимому, не приходится. Вопрос может быть поставлен только о мезозойском горообразовании в конце юры—мелу.

Наиболее наглядно глобальный размах орогенеза и в особенности горообразования устанавливается в случае новейшего орогенного периода. Его геоморфологический результат наблюдается непосредственно, а площадь распространения коррелятных моласс еще не уменьшена за счет эрозии. Для древних орогенных периодов судить о размахе горообразования приходится не прямо, а по распространению моласс, уже подвергнувшихся значительному размыву, из-за чего складывается впечатление о меньшем распространении горообразования. Это впечатление, однако, иллюзорно, и более внимательный анализ показывает, что в действительности главные орогенные периоды представляют события в принципе одного порядка [Ю.Г. Леонов, 1976б, 1978; Хаин, 1973].

Упомянем еще об одной важной черте орогенных периодов — о связанных с ними перестройках тектонического плана в масштабе земного шара. Вероятно, перестройки свойственны всем орогенным периодам, но с достоверностью устанавливаются прежде всего для девонского и позднекайнозойского периодов, которые были специально изучены в этом отношении [Ю.Г. Леонов, 1972, 1976б]. Перестройки заключаются в том, что в начале или во время орогенного периода происходит ломка прежней тектонической зональности, вследствие чего орогенез имеет характер наложенного (если рассматривать его в достаточно генерализованном плане, а не в деталях) процесса. В расположении орогенных областей и в режиме их движений не обнаруживается строгой корреляции с доорогенной историей развития. В орогенные периоды в орогенез втягиваются обширные внегеосинклинальные территории (эпиплатформенный, внегеосинклинальный орогенез). Это обстоятельство позволило в свое время автору выдвинуть предположение об отсутствии причинных связей между орогенезом и предшествующим ему (в том числе геосинклинальным) развитием [Ю.Г. Леонов, 1972, 1976а, 1978]. Крупные перестройки тектонической зональности не являются, судя по всему, исключительной прерогативой орогенных периодов, но проявлялись и в другие моменты истории Земли. Но для орогенных периодов они, несомненно, типичны и выражены вполне отчетливо.

Орогенный режим во время орогенных периодов хотя и распространялся широко, но все-таки захватывал лишь часть поверхности даже континентов. На больших пространствах за пределами орогенных областей его латерально замещают другие проявления тектонической или тектоно-магматической активности. Они коррелируются с орогенезом по времени проявления и поэтому рассматриваются как латерально связанные с ним явления. В сумме они распространяются на значитель-

ную часть земной поверхности. Это позволяет в соответствии с рассмотренным ранее подходом к оценке глобальности говорить о глобальном значении данных событий. Особенно хорошо это устанавливается для новейшего орогенного периода, благодаря тому что о движениях этого времени можно судить по геоморфологическим данным и привлекать, таким образом, к анализу обширные области отсутствия отложений, которые практически выпадают из анализа при изучении более древних периодов.

В соответствии со сказанным надо заметить, что орогенные периоды выделяются и получают это название не потому, что вся поверхность планеты вовлекается в это время в орогенез, а потому, что среди разнообразных процессов этого времени орогенез и в особенности горообразование составляют наиболее яркую, характерную именно для этих периодов компоненту.

Задачей данной работы не является подробное рассмотрение орогенных периодов, материал по которым приводится в других, специально им посвященных работах. Так, девонский орогенный период подробно описан в работе автора [Ю.Г. Леонов, 1976б] и в более общей форме, но в принципе с тех же позиций в работе Ю.Г. Леонова и О.А. Мазаровича [1975]. Сейчас в приведенные там материалы можно было бы внести целый ряд уточнений, иногда существенных, если их рассматривать с региональной точки зрения, но не изменяющих общую картину и выводы упомянутых работ. Позднепалеозойский орогенный период в глобальном масштабе пока не проанализирован (достаточно детально и на уровне современных знаний), но для Евразии, точнее — для большей ее части, имеется хорошая полная сводка А.А. Моссаковского [1975], в которой убедительно обоснованы одновременность и однотипность орогенных процессов второй половины карбона—перми на этой большой и гетерогенной площади. Анализ позднекайнозойского орогенного периода под предлагаемым здесь углом зрения в общей форме (без монографического описания) был также выполнен автором [Ю.Г. Леонов, 1972], который доказывает глобальность проявления движений позднекайнозойского периода и латеральную связь различных составляющих его процессов.

Поскольку, однако, в следующем разделе описание эпох тектогенеза дается на материале девонского орогенного периода, нам неизбежно придется сказать при их характеристике и обосновании их выделения несколько слов также о некоторых особенностях и об истории орогенного развития разных областей (общий ход их орогенного развития представлен на диаграммах; см. рис. 4, 5, 7).

ЭПОХИ ТЕКТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ СИЛУРА–ДЕВОНА)

Рассматривая в данном разделе тектонические и магматические события импульсного характера типа фаз и эпох тектогенеза на примере отрезка времени конец силура—девон, удобно разделить разные тектонические области земного шара на несколько групп и рассматривать их поочередно. Критерием такого разделения служит господствующий тектонический режим рассматриваемого времени. Каждая из выделенных таким образом групп характеризуется при всех возможных внутри группы вариациях определенными особенностями проявления эпох тектогенеза. Одну группу составляют к а л е д о н с к и е с к л а д ч а т ы е о б л а с т и, как их обычно принято понимать, т.е. складчатые области, консолидированные на протяжении раннего палеозоя и силура (вплоть до конца силура и даже самого начала девона). Они составляют основную часть девонских орогенных областей. Как будет показано ниже, эпохи тектогенеза проявились в них наиболее отчетливо. Ко второй группе отнесены н а и б о л е е п о з д н и е к а л е д о н с к и е с к л а д ч а т ы е о б л а с т и (Северные Аппалачи, Лаклан), консолидированные только в середине девона. Третья группа представлена в а р и с с к и м и г е о с и н к л и н а л я м и (подвижными поясами), которые в девоне активно развивались и в которых поэтому эпохи тектогенеза проявились на фоне "живого" геосинклинального режима. И последнюю, четвертую группу составляют устойчивые о б л а с т и д р е в н и х п л а т ф о р м, в которых эпохи тектогенеза проявились на фоне платформенного режима.

Орогенные области девона на территории каледонских складчатых областей, консолидированных в раннем палеозое–силуре

Орогенные области девонского периода распространены в разных частях земного шара (рис. 3), но так, что главная полоса их распространения протягивается от Антарктиды и Восточной Австралии, через центральные районы Азии, в северные районы Европы, Атлантики и Северной Америки [Леонов, Мазарович, 1975]. Поскольку один из главных критериев выделения каледонид–девонский орогенез, то не приходится удивляться, что орогенные области девона в основном совпадают с областями каледонской складчатости. Если исключить наиболее поздние каледониды, главные представители которых Северные Аппалачи и пояс Лаклан Восточной Австралии и которые будут рассмотрены в следующем разделе, то по времени завершения геосинклинального развития, а, следовательно, в какой-то мере и по степени консолидированности к началу орогенеза орогенные области девонского периода распадаются на сооружения кембрийского возраста (салаириды Минусинского района Алтае-Саянской области и др.), раннеордовикского возраста (Метаморфическая зона Британских островов), позднего ордовика (часть Центрального Казахстана и др.), силурийского возраста, преимущественно конца силура (Неметаморфическая зона Британских островов, каледониды Скандинавии, часть каледонского массива Центрального Казахстана–Северного Тянь-Шаня и др.). К этому перечню следует прибавить также Восточную Гренландию и Шпицберген, в которых типичный орогенный режим не предварялся в палеозое геосинклинальным развитием.

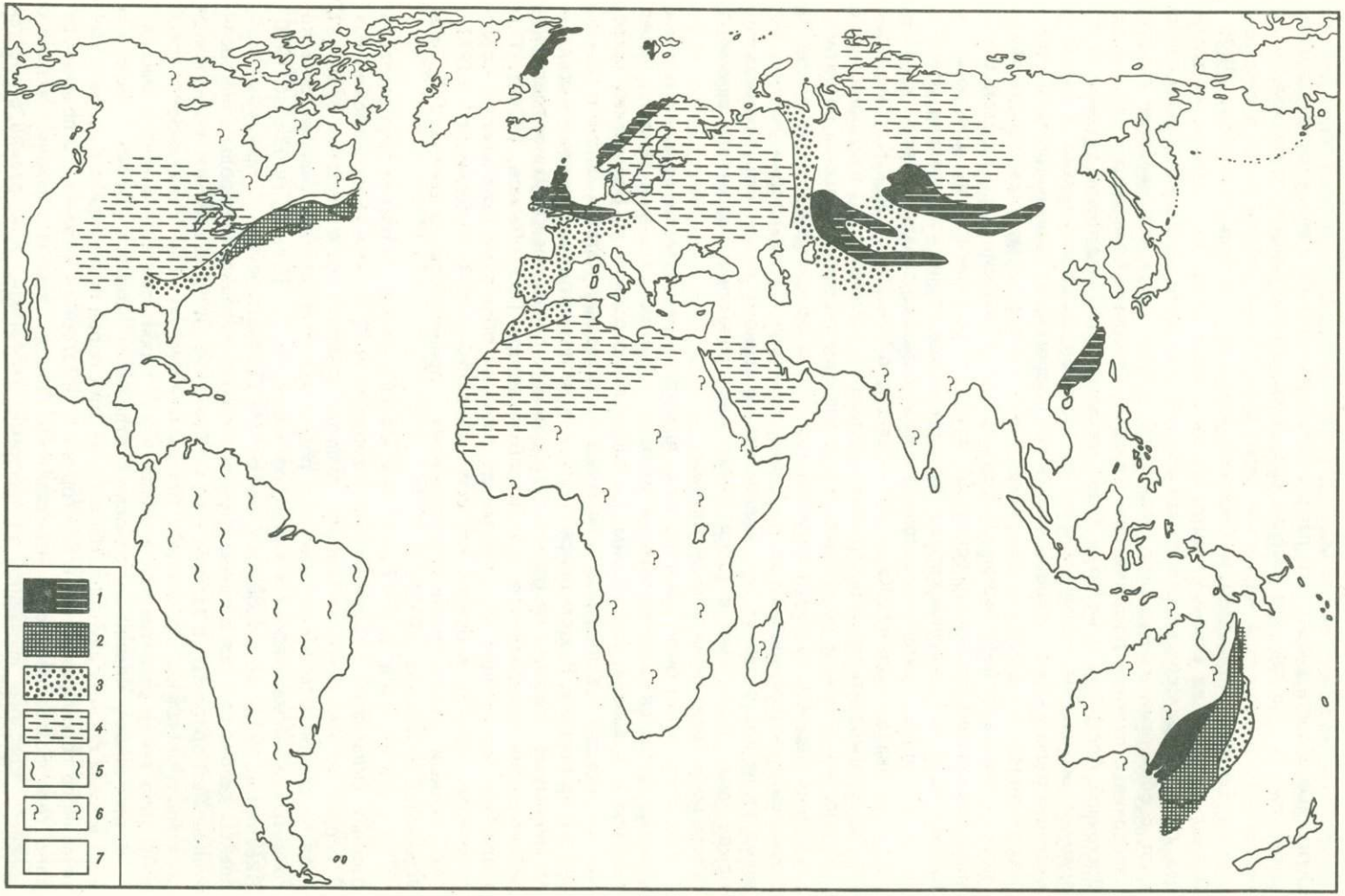
Данный перечень свидетельствует о том, что в процесс девонского орогенеза были вовлечены разнообразные по своей структуре и предыстории участки. Но, несмотря на это, в девоне они развивались по единому плану. Большое сходство между ними существует с точки зрения как проявления орогенного режима в целом, так и проявления эпох тектогенеза.

Для того чтобы было понятно, как производится выделение эпох тектогенеза, коротко придется остановиться на истории развития названных областей перед девоном и в девоне. Рассмотрим последовательно области от Британских островов, Гренландии и Шпицбергена на западе до каледонид Катазии (Юго-Восточного Китая) на востоке. В этом описании ссылки на литературные источники сведены до минимума, особенно на работы регионального плана, так как более подробная библиография содержится в другой работе автора [Ю.Г. Леонов, 1976б]. При возрастной корреляции событий между разными областями используется корреляционная табл. 1, в основе которой лежит схема М.А. Ржонсницкой [1973]. "Абсолютный" возраст границ отделов девона принимается по данным Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова [1975].

Территория Британских каледонид состоит из двух разновозрастных складчатых сооружений: Метаморфической и Неметаморфической зон. В первой из них геосинклинальное развитие завершилось в середине ордовика, судя по стратиграфическим данным и результатам определения радиометрического возраста магматических и метаморфических пород [Dewey, Pankhurst, 1970; Skevington, 1972], во второй – в конце силура. Соответственно орогенные комплексы девона ложатся в одном случае на нижнепалеозойские породы (внегеосинклинальный орогенез), в другом – на силурийские (и более древние) образования (эпигеосинклинальный орогенез). Приблизительно по типу Неметаморфической зоны шло также развитие прилегающей к ней территории Брабантского массива.

К орогенному комплексу относятся отложения древнего красного песчаника и во многих случаях даунтона. Накопление этих пород происходило в условиях интенсивного горообразования в межгорных и предгорных впадинах. В позднем девоне горообразование почти прекратилось. Породы верхнего девона (верхнего древнего красного песчаника) английскими геологами, как правило, относятся к основанию платформенного чехла.

В истории движений разных частей рассматриваемой территории и, конечно, Метаморфической и Неметаморфической зон в целом имеются различия. Но они


1
2
3
4
5
6
7

в большей степени касаются формы и интенсивности проявления движений, чем их возраста, — с точки зрения хронологии движений вся территория развивалась в одном ритме. Этот общий ритм отражается в трехчленном делении древнего красного песчаника, отделы которого (отвечающие отделам девонской системы) соответствуют этапам развития, и в региональном распространении разделяющих их рубежей. Суммируя имеющиеся данные, можно говорить о следующей последовательности основных событий (рис. 4).

— Эпоха кульминации тектонической активности в конце силура — начале девона. Она представлена сложным сочетанием событий: складчатостью разной интенсивности, поднятием, сменой тектонического режима и соответствующим изменением литологии (началом накопления молассы), гранотоидным магматизмом. При рассмотрении отдельных районов эти события в определенной последовательности сменяют друг друга по вертикали. Так, например, накопление молассы начинается после деформации во многих районах Неметаморфической зоны. Или, скажем, возможно разделение деформации и поднятия по возрасту с выделением разновозрастных эпизодов, например, преддаунтонских движений (арденнская, брабантская "фазы") и последаунтонских движений (эрийская "фаза"). Но при обобщении данных по всей территории такой строгой последовательности указанных выше событий не получается. В одних районах деформация была раньше и соответственно раньше начал формироваться орогенный комплекс, в других районах эти события запаздывали и т.д. Иначе говоря, в масштабе всей территории Британских каледонид указанные процессы развивались в какой-то мере параллельно, латерально переходя друг в друга и в сумме занимая заметный отрезок времени. Этот отрезок времени, длившийся от преддаунтонского времени до границы силур—девон или самого начала девона, может быть выделен как региональная фаза тектогенеза. Вслед за Г. Штилле она описывается под названием позднекаледонской фазы и включает в себя уже упоминавшиеся частные эпизоды преддаунтонских и позднедаунтонских движений. Во время этой фазы наблюдается сочетание двух ведущих событий или процессов, которые, возможно, генетически не так жестко связаны, но проявляются в столь близких хронологически рамках, что их разделение по возрасту при существующих методах датировки оказывается (для всей площади в целом) невозможным. Один из процессов — это складчатость, имевшая место главным образом в Неметаморфической зоне и приведшая к формированию несогласия на границе геосинклинальных и орогенных комплексов (хотя местами они связаны постепенным переходом и данный рубеж маркируется только сменой литологии); другой — начало орогенного этапа и связанная с ним смена тектонического режима, которая в Метаморфической зоне имеет характер "активизации". В данной работе для обозначения совокупности событий, определяющих начало орогенеза (т.е. раздробление территории, заложение молассовых впадин, начало горообразования, во многих случаях начало орогенного вулканизма и пр.) нами введен термин "орогенный импульс". Можно констатировать, следовательно, что в Неметаморфической зоне позднекаледонская фаза включает складчатость и орогенный импульс, а в Метаморфической зоне в основном только орогенный импульс (здесь отмечаются только слабые деформации этого времени, описываемые в английской литературе как эпизод деформации F_4, усиливающиеся в зоне надвига Мойн). Считается, кроме того, что перед девоном или в начале девона, главным образом в Метаморфической зоне произошло внедрение секущих интрузий тоналит-гранодиорит-адамелитового комплекса. K/Ar методом их радиометрический

Рис. 3. Схема размещения орогенных областей конца силура—девона

Области: *1* — орогенные на территории ранних каледонид, консолидированных до силура (*а*), и поздних каледонид, консолидированных во второй половине—конце силура (*б*), *2* — наиболее поздние каледониды, в целом консолидированные в девоне, с началом орогенеза в среднем—позднем девоне, *3* — с геосинклинальным режимом в девоне, *4* — платформенные с синорогенными движениями в девоне, *5* — платформенные без признаков синорогенных движений, *6* — без достаточной информации о движениях в девоне, в том числе области воздымания, *7* — не рассмотренные автором

Таблица 1

Сопоставление схем ярусного деления девона
(по М.А. Ржонсницкой [1973] с дополнениями)
(Двойной линией показаны принятые в данной работе границы отделов девона)

<table>
<tr><td>Рейнская область (эталонная схема)</td><td colspan="2">Арденны</td><td colspan="3">СССР (по данным работы "Стратиграфия СССР")</td><td colspan="2">Британские острова</td><td>Богемский массив</td><td>США</td></tr>
<tr><td colspan="3" rowspan="2">Фамен</td><td rowspan="2">Верхний девон</td><td colspan="2">Фамен</td><td colspan="2" rowspan="2">Верхний древний красный песчаник (Фарлоуский ярус)</td><td>Фамен</td><td>Чоутоквен</td></tr>
<tr><td colspan="2">Фран</td><td>Фран</td><td>Сенекен</td></tr>
<tr><td colspan="3">Живет</td><td rowspan="4">Средний девон</td><td colspan="2">Живет</td><td colspan="2" rowspan="2">Средний древний красный песчаник</td><td>Живет</td><td>Тьюгниог (Гамильтон)</td></tr>
<tr><td>Эйфель</td><td>Кувэн</td><td>верхний</td><td>Эйфель</td><td>верхний</td><td>Эйфель</td><td rowspan="3">Казеновий (Онондаген)
Эзопус</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Кобленц</td><td rowspan="2">Верхний эмс</td><td>нижний</td><td rowspan="2">нижний (бывший Злихов)</td><td rowspan="3">Нижний древний красный песчаник</td><td rowspan="3">Брекон</td><td>Злиховский ярус</td></tr>
<tr><td colspan="2">Средний+верхний эмс</td><td rowspan="2">верхний подотдел (бывший "кобленцский")</td><td rowspan="2">Пражский ярус</td></tr>
<tr><td>Нижний эмс</td><td colspan="2">Нижний эмс</td><td rowspan="2">Нижний девон</td><td>Орискани</td></tr>
<tr><td colspan="3">Зиген</td><td>средний подотдел (бывший "жединский", Крековский)</td><td rowspan="2">Диттон</td><td rowspan="2">Лохковский ярус</td><td rowspan="2">Гельдерберг</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Жедин</td><td>верхний</td><td rowspan="2">нижний подотдел (бывший Тиверский)</td></tr>
<tr><td>нижний</td></tr>
<tr><td colspan="3">Прежедин–Постлудлов</td><td colspan="3" rowspan="2">Силур</td><td colspan="2">Даунтон</td><td>Пржидольские слои Буднянского яруса</td><td rowspan="2">Каюган</td></tr>
<tr><td colspan="3">Лудлов</td><td colspan="2">Лудлов</td><td></td></tr>
</table>

возраст определяется в 400±11 млн. лет [Dewey, Pankhurst, 1970]. Недавно, однако, Rb/Sr методом было показано [Pankhurst, 1974], что среди интрузий этого комплекса имеются граниты, образовавшиеся на уровне 460±млн. лет, т.е. в ордовике (напомним, что в ордовике завершилось геосинклинальное развитие этой площади). Эти результаты получены для гранитов Северо-Восточной Шотландии, но они ставят под сомнение, или по крайней мере заставляют осторожнее отнестись к возрасту и остальных, "позднекаледонских" гранитов Шотландии. Что касается цифр порядка 400 млн. лет, то они могут отражать время не становления, а омоложения породы в процессе "позднекаледонского" поднятия.

— Первый этап горообразования в раннем девоне. Он характеризовался интенсивным поднятием и размывом Метаморфической зоны и формированием к югу от нее молассовых впадин, частично с мощной вулканической деятельностью (в Каледонской впадине).

— Фаза тектонических деформаций и перестройки плана движений в конце раннего — начале среднего девона или в начале среднего девона. Деформации этого времени захватили большую площадь и во многих районах были сильнее, чем на границе силура и девона. В связи с этими движениями или непосредственно после них заложилась Оркадская межгорная впадина на территории Метаморфической зоны. По-видимому, движения этого времени сыграли заметную роль и в развитии Брабантского массива. О них здесь, правда, свидетельствуют лишь косвенные данные. В Брабантском массиве геосинклинальный комплекс, представленный деформированными отложениями кембрия, ордовика и силура (с нижним лудловом в верхних слоях), несогласно перекрыт древним красным песчаником, начинающимся с отложений кувена (верхов эмса—эйфеля). П. Фурмарье [Fourmarier, 1966] и П. Мишо показали, что образование сланцеватости в породах геосинклинального комплекса требовало вышележащей нагрузки, эквивалентной приблизительно четырехкилометровой толще пород. Ими могли быть лишь породы верхнего лудлова и нижнего девона, и, следовательно, отсутствие последних здесь — явление вторичное. Это подтверждается и прямыми данными: в скважине Болан,

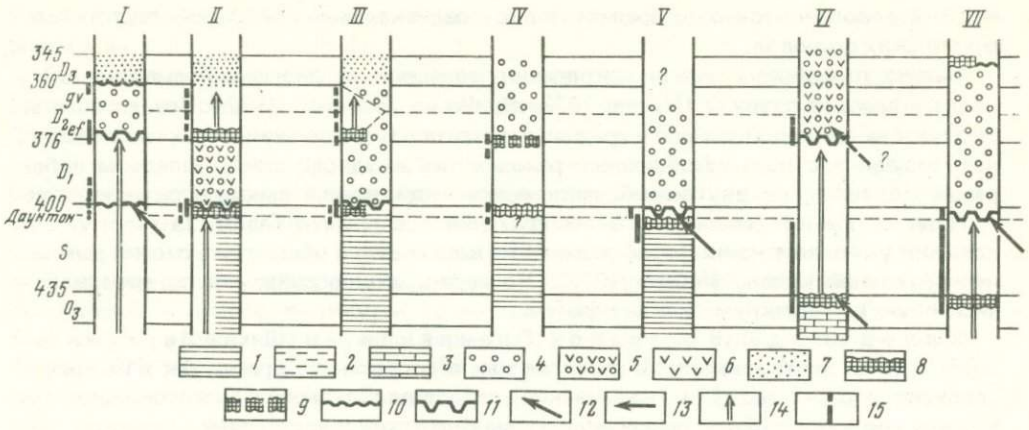


Рис. 4. Диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в каледонидах (орогенных областях) Северо-Западной Европы, Восточной Гренландии и Шпицбергена

I — Оркадская впадина (Метаморфическая зона), II — Каледонская впадина, III — Уэльс, IV — Брабантский массив, V — Скандинавия, VI — Восточная Гренландия, VII — Шпицберген

1–6 — комплексы (формации) горных пород (и соответствующие им тектонические режимы): *1* — геосинклинальные, *2* — заключительных этапов геосинклинального развития ("отмирания" геосинклинали, "остаточных прогибов" и пр.), представленные морской молассой, карбонатно-терригенной формацией и пр., *3* — карбонатно-терригенные платформенного и субплатформенного типа, *4* — орогенные молассовые, *5* — орогенные вулканогенно-молассовые, *6* — орогенные вулканические; *7* — переходные от молассы к платформенному чехлу; *8–12* — орогенические события: *8* — складчатость разной интенсивности и типа, *9* — то же, предполагаемое, *10* — поднятие (стратиграфический перерыв), местами слабая складчатость, *11* — орогенный импульс (объяснение см. в тексте), *12* — фазы гранитоидного магматизма; *13* — фазы "омоложения" гранитов; *14* — периоды длительного поднятия и размыва; *15* — возможная продолжительность события по стратиграфическим данным

пробуренной на восточном склоне Брабантского массива, под верхним девоном вскрыты породы нижнего девона (включая зиген и, вероятно, жедин), что свидетельствует о первоначально их более широком распространении. Основываясь на этих данных, указанные авторы пришли к заключению, что первый и во всяком случае главный эпизод поднятия и деформации был на Брабантском массиве не на рубеже силура и девона, как традиционно считалось, а в конце раннего девона.

— Второй этап горообразования и накопления молассы в среднем девоне, во время которого после только что описанной фазы движений изменилось положение ряда областей поднятия и опускания (заложилась Оркадская впадина и пр.). Вулканизм для этого этапа не характерен.

— Эпизод поднятия и деформации в Метаморфической зоне перед поздним девоном, зафиксированный несогласием и размывом в основании верхнего древнего красного песчаника.

— В позднем девоне, как уже отмечалось, произошел спад активности движений и горообразование, по существу, прекратилось.

В каледонском складчатом поясе Скандинавии палеозойские (каледонские) комплексы, по господствующим сейчас представлениям, целиком находятся в аллохтонном залегании вместе с заключенными в них фрагментами ремобилизованного более древнего основания. Завершение геосинклинального развития и консолидация складчатого пояса произошли во второй половине (конец венлока-лудлов) или конце силура. К этому времени была приурочена главная эпоха деформации с перемещением покровов, гранитизацией и региональным метаморфизмом [Gee, 1975; Strand, Kulling, 1972]. Самые молодые породы геосинклинального комплекса датируются венлоком, а в основании фрагментарно развитых орогенных пород главным образом девонского возраста залегают породы даунтона. Радиометрические данные дают возраст метаморфизма и гранитизации на уровне около 400 млн. лет (396±48 млн. лет; по Р. Гайеру) [Gayer, 1973]. Таким образом, эта складчатость приблизительно, а ее верхний возрастной предел

вообще довольно точно коррелируется с позднекаледонской фазой тектогенеза Британских островов.

Начало горообразования и накопления молассы, т.е. орогенный импульс, приходится здесь на даунтон [Nilsen, 1973; Siedlecka, Siedlecki, 1972]. Правда, моласса даунтона—девона (нижнего и среднего) развита в Скандинавии в трех небольших по площади и сильно разобщенных районах (на западном, северо-западном побережье Норвегии, во внутренней части пояса — маленький выход в окрестностях г. Рёрус, и южнее каледонского сооружения — в грабене Осло). Литология отложений указывает на их формирование на континенте в обстановке сильно расчлененной горной страны [Nilsen, 1973]. Но периодизацию движений по этим малочисленным выходам наметить не удается.

Каледониды Восточной Гренландии и Шпицбергена похожи друг на друга по истории развития как в доорогенное время, так и во время девонского орогенеза. Они, несомненно, представляют части одного складчатого сооружения и могут быть охарактеризованы совместно.

Додевонские породы (включая миогеосинклинальные образования верхнего докембрия и платформенные, скорее всего отложения нижнего палеозоя до верхов нижнего ордовика на Шпицбергене и карадока в Гренландии) были деформированы и регионально метаморфизованы в интервале между ранним — средним ордовиком и даунтоном. Эти события могут быть сопоставлены как с таконскими, так и с позднекаледонскими движениями. Возможно, также, что тектогенез был многократным. Это согласуется с имеющимися данными о радиометрическом возрасте магматических пород и метаморфитов [Красильщиков, 1973; Henriksen, 1973]. Если это так, то на позднекаледонское время (конец силура — начало девона) приходилась заключительная вспышка активности, которая доказывается наличием магматических пород соответствующего возраста.

Орогенные породы резко несогласно лежат на вышеупомянутых комплексах. Они представлены отложениями типа древнего красного песчаника, в которых в Гренландии на разных уровнях разреза описываются вулканические породы. В Гренландии есть отложения среднего и верхнего девона, на Шпицбергене — полный разрез от даунтона до фамена [Мурашов, Мокин, 1976]. На Шпицбергене разрез молассы непрерывный; в Гренландии в нем наблюдаются перерывы, но корреляция отдельных разрезов здесь очень ненадежна, поэтому имеющиеся данные пока трудно свести в единую картину.

Суммируя имеющиеся сведения, можно видеть, что даунтон—девон представляет собой длительный период горообразования, на фоне которого выделяются следующие события (см. рис. 4).

— Орогенный импульс (активизация тектонических движений, начало горообразования и молассообразования), который датируется на Шпицбергене даунтоном. Здесь же произошло в это время или непосредственно перед ним внедрение гранитов (400±млн. лет). В Восточной Гренландии накопление молассы началось со среднего девона, но по аналогии со Шпицбергеном ввиду их вообще очень большого сходства представляется вероятным, что и в Гренландии горообразование началось приблизительно в это же время.

— Заложение молассовых впадин в Восточной Гренландии в начале среднего девона, сопровождавшееся одновременным началом вулканизма с излиянием лав преимущественно кислого состава. Для Шпицбергена нет указаний на проявление в это время каких-либо специфических движений.

— Завершение накопления молассы на Шпицбергене в конце позднего девона. В Гренландии оно продолжалось с отдельными локальными перерывами до конца девона—начала карбона.

Территория каледонид Центрального Казахстана—Северного Тянь-Шаня принадлежит Урало-Монгольскому складчатому поясу, к которому также относятся каледониды Алтае-Саянской области и Северной Монголии. Пояс каледонид, или, как его обычно называют, каледонский массив Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня, заключен между варисцидами

Урала и Джунгаро-Балхашской области и на востоке продолжается на территорию Китая.

Завершающий этап геосинклинального развития рассматриваемой территории приходится на ранний палеозой—силур. Важную роль в процессе окончательной консолидации геосинклинали играла складчатость в позднем ордовике и затем в конце силура. В конце ордовика была консолидирована бо́льшая часть массива; она выделяется под названием области раннекаледонской консолидации. В конце силура были консолидированы остальные, занимающие меньшую площадь зоны; они выделяются как зоны позднекаледонской консолидации, занимают территорию северо-востока каледонского массива и Джалаир-Найманской зоны и в целом приурочены к полосе, вытянутой вдоль границы массива с варисской Джунгаро-Балхашской областью и частично перекрытой девонским вулканическим поясом [Буш, 1975; Зайцев, 1968, 1975; Мазарович, 1976; Мазарович, Минервин, 1971]. В полосе позднепалеозойской консолидации, в свою очередь, выделяются два типа структур, различающихся характером соотношения силурийских и девонских пород. Во-первых, имеются прогибы, подвергшиеся складчатости перед девоном; девонские и силурийские породы разделены в них резким несогласием. Во-вторых, имеются прогибы сквозного развития, в которых при всей разнице формационного состава девонских и додевонских пород складчатости перед девоном не было, и силурийские и девонские породы залегают без значительного несогласия, а иногда согласно; они были смяты совместно только в среднем девоне (такой тип развития особенно характерен для южной части вулканического пояса и Джалаир-Найманской зоны, по В.А. Бушу [1975]). Напомним, что́ эта ситуация напоминает взаимоотношения в Неметаморфической зоне Британских каледонид, в которых также имеются отдельные зоны с конформным залеганием силурийских и девонских пород, совместно деформированных после раннего девона. Следует заметить также, что существует мнение о значительно более широком распространении стратиграфических соотношений последнего типа в Центральном Казахстане — с согласным переходом от силура к девону и с основной складчатостью в среднем девоне [Голубовский, 1975].

В девоне каледонский массив подвергся интенсивному орогенезу. Орогенному этапу развития соответствует сложно построенный комплекс осадочных (моласовых) и орогенных вулканических девонских пород, перекрывающий все указанные выше зоны и комплексы горных пород. Палеогеографическая и палеотектоническая обстановки девона определялись существованием вулканического пояса, который был не только центром вулканизма, но и поставщиком вулканокластического материала, впадин, заполнявшихся континентальной молассой, и поднятий, поставлявших обломочный материал.

Основываясь на материалах разных исследователей [Буш, 1974, 1975; Мазарович, 1976], можно выделить несколько типов впадин, различавшихся временем заложения, продолжительностью формирования и составом пород; эти их особенности связаны в какой-то мере с местоположением впадин в разных частях орогенной области, которые неодновременно втягивались в орогенез и находились на разном расстоянии от вулканического пояса. Разные типы впадин показаны на рис. 5.

Одну группу составляют впадины вулканического пояса, а также связанные с ним. Они формировались в раннем и среднем девоне и в основном заполнялись вулканическими породами.

Вторую группу составляют впадины, также связанные с вулканическим поясом, но преимущественно с терригенным осадконакоплением (перивулканические прогибы, по В.А. Бушу); они расположены во внешней оторочке вулканического пояса, как, например, некоторые впадины Сарысу-Тенизского поднятия, Восточно-Бетпакдалинская впадина и др. Они развивались в раннем и среднем девоне. Кроме того, отдельные впадины с нижнедевонскими красноцветами известны на значительном удалении от вулканического пояса.

Третью группу составляют впадины, начавшие формироваться в среднем девоне. Они обычно занимают более внутреннее положение в каледонском массиве.

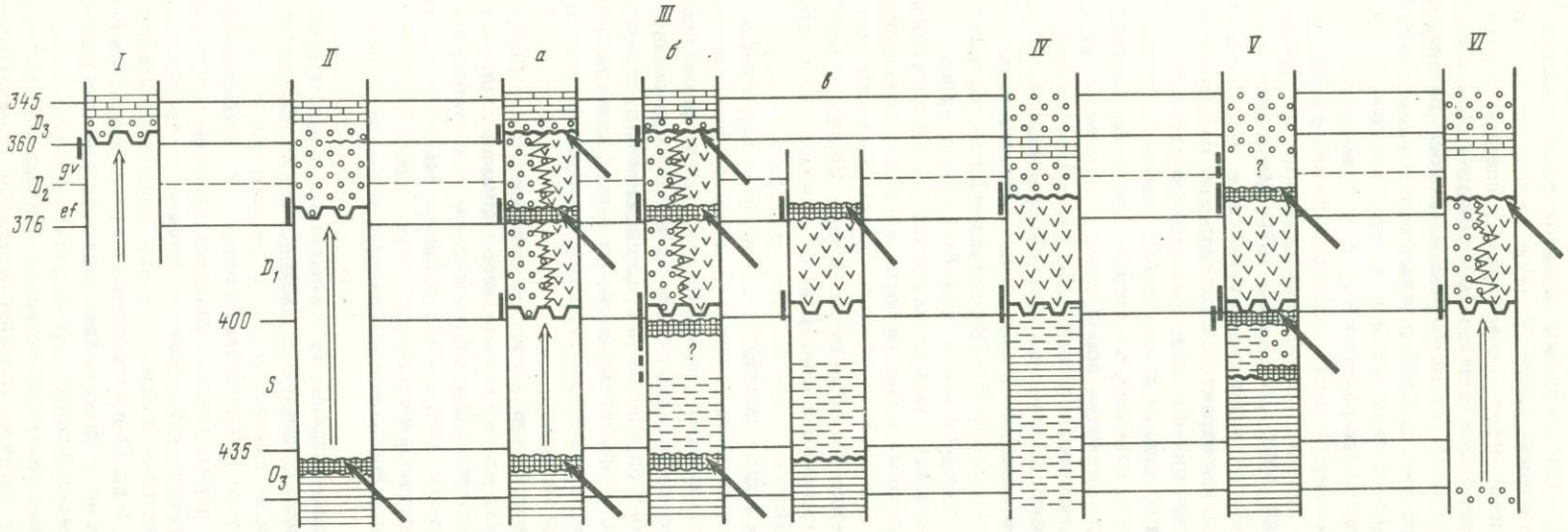


Рис. 5. Диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в каледонидах (орогенных областях) Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня и восточных районов Алтае-Саянской области

I — зона Каратау-Талассского разлома и "линии Николаева", II — внутренние части Каледонского массива, III — Вулканический пояс и "перивулканические" впадины. Сарысу-Тенизский район: *а* — вне зоны силурийских прогибов, *б* — в зоне силурийских прогибов, *в* — Джалаир-Найманская зона, IV — Тувинская впадина, V — впадины Западного Саяна, VI — впадины Минусинского района (Минусинская, Чулымо-Енисейская и др.)

Условные обозначения см. на рис. 4

К этой группе относятся впадины Сарысу-Тенизского района, Северо-Бетпакдалинская и др.

Наконец, четвертую группу составляют немногочисленные приразломные впадины на юге Северного Тянь-Шаня, начавшие формироваться в начале позднего девона.

Комплекс орогенных девонских пород распадается на три части, соответствующие естественным этапам развития массив в девоне и разделенные более или менее отчетливыми несогласиями. Две нижние части, акмаинская и жаксыконская серии Центрального Казахстана и их аналоги, представляют соответственно ранне- и среднедевонский этапы развития. В позднем девоне орогенез постепенно ослабевал и орогенные континентальные породы во многих случаях вверх сменяются морскими отложениями [Мазарович, 1976].

Последовательность событий в девоне и перед девоном выглядит следующим образом.

— Начало орогенеза (орогенный импульс), выразившееся в раздроблении массива, возникновении зон магматической проницаемости, начале интенсивного вулканизма в вулканическом поясе и формировании молассовых впадин по его периферии. В разрезах эти процессы маркируются началом накопления орогенной континентальной молассы. В одних случаях эти процессы затронули территорию, консолидированную в позднем ордовике (область раннекаледонской консолидации), в других — зоны позднекаледонской консолидации, в третьих — зоны тех прогибов, которые не испытали складчатости перед девоном. В первых двух случаях, как уже говорилось, девонские породы отделены от силурийских резким несогласием; в последнем случае граница силурийских и девонских пород выражена только сменой формаций. По времени эти события относятся к началу девона, но эта оценка не может претендовать на большую точность. Вероятно, складчатость (там, где она проявилась) была непосредственно перед началом горообразования, во всяком случае она заключена в интервале от венлока до начала девона.

— Первый этап вулканизма и горообразования в раннем девоне. Орогенные осадочные и вулканические породы в это время накапливались в вулканическом поясе, перивулканических прогибах и в отдельных впадинах, в более удаленных от вулканического пояса частях массива.

— Фаза интенсивных тектонических деформаций и поднятия в начале среднего девона (в эйфеле или части эйфеля). Этими движениями был, по-видимому, охвачен весь массив. На территории вулканического пояса и перивулканических прогибов движения этой фазы зафиксированы перерывом и угловым несогласием. Произошло также внедрение небольших тел гранитов и гранодиоритов. Значение данной фазы подчеркивается также тем, что одновременно произошли раздробление и начало горообразования и накопления молассы в остальной части массива, на котором со среднего девона началось формирование обширных впадин с мощными толщами красноцветной молассы. Благодаря этому иногда считают, что именно со среднего, а не раннего девона началось орогенное развитие каледонского массива Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня.

— Второй этап орогенного развития, соответствующий среднему девону. Начало этапа датируется эйфелем (верхами?), конец — концом среднего девона или началом франа.

— Поднятие (хотя и не везде) и местами деформация во фране, развивавшиеся в основном на территории вулканического пояса и в его оторочке. Во время перерыва внедрились интрузии гранитов. Приблизительно с этим уровнем коррелируется заложение упоминавшихся выше впадин у южной границы Северного Тянь-Шаня.

— Заключительный этап горообразования во фране. На этом этапе вулканическая деятельность полностью прекратилась, а начиная с фамена на большей части массива закончилось и накопление молассы, которая вверх по разрезу сменяется морскими карбонатными отложениями.

Каледониды восточной части Алтае-Саянской области состоят, как и многие другие орогенные области девона, из разновозрастных складчатых сооружений, подвергшихся в девоне одновременному и однотипному ороге-

незу. Не считая докембрийских массивов внутри каледонид, здесь выделяются: кембрийские (салаирские) складчатые зоны (район Минусинских впадин и их складчатого окружения), в которых девонский орогенез был внегеосинклинальным и девонские породы с резким несогласием лежат на складчатом основании; поздние каледониды (Западный Саян), деформированные в конце силура, с девонским орогенезом эпигеосинклинального характера и также с несогласием в подошве девонских пород; район Тувинского прогиба, вялая раннепалеозойско-силурийская миогеосинклиналь (?) которого не испытала заключительной складчатости и в котором нет несогласия на границе между доорогенными и орогенными комплексами.

В девонском периоде Алтае-Саянская область представляла собой горную страну с активным вулканизмом в раннем девоне [Зоненшайн, 1965; Моссаковский, 1963, 1975; Красильников, 1966]. Ее центр располагался на месте Западного Саяна, опоясанного системой впадин с вулканическим и молассовым заполнением. Строение и возраст орогенного комплекса хорошо выдерживаются. Он состоит из двух толщ, разделенных в большинстве случаев несогласием. Нижняя толща, соответствующая нижнему девону и нижней части эйфеля, сложена вулканическими породами и (в подчиненном количестве) континентальными красноцветами. Верхняя толща, соответствующая эйфелю, живету и верхнему девону, сложена осадочными, по большей части красноцветными отложениями.

В истории развития восточной части Алтае-Саянской области намечается следующая последовательность этапов и разделяющих их рубежей (см. рис. 5).

— Орогенный импульс в начале девона, приведший к раздроблению ранее консолидированной площади, началу орогенного вулканизма, горообразования, заложения молассовых впадин. В районе Тувинского прогиба и Западного Саяна на этом уровне произошла смена доорогенных комплексов пород орогенными. В Западном Саяне, правда, взаимоотношение этих комплексов осложняется тем, что во вторую половину силура в нем имела место заметная, но вместе с тем неполная редукция геосинклинального режима. В результате на некоторых участках здесь уже в это время начались процессы орогенного типа. Последние, однако, не имели отношения к "тотальному" девонскому орогенезу, а представляли один из тех локальных эпизодов горообразования, о которых говорилось в начале главы. Накопившиеся во второй половине силура молассовые толщи соответствуют представлению о нижней моласссе. Они, так же как и собственно-геосинклинальные комплексы, были с несогласием перекрыты орогенными породами девонского возраста. Что касается несогласия, то оно свидетельствует о проявлении складчатости в Западном Саяне в конце силура (может быть, самом начале девона). Весьма вероятно, что к этому уровню в Западном Саяне относится внедрение гранодиоритов и плагиогранитов большепорожского комплекса. Они прорывают породы вплоть до лудловских, но не затрагивают породы девона [Зоненшайн, 1963].

— Первый этап орогенеза с активным вулканизмом и подчиненным накоплением континентальной молассы. Он соответствует раннему девону и какой-то части эйфеля, возможно раннему эйфелю.

— Фаза поднятия, размыва и слабой деформации, которая усиливается только на территории Западного Саяна. Большую роль в это время играл также интрузивный магматизм с внедрением гранитоидов и пород габбро-сиенитового состава (буйбинский комплекс и др.). Эти процессы развивались в течение сравнительно ограниченного интервала времени в эйфеле. По данным разных авторов (см. более подробное описание в другой работе автора [Ю.Г. Леонов, 1976]), в Минусинском районе ниже поверхности несогласия породы датируются эйфелем и перекрываются верхнеэйфельскими или нижнеживетскими породами. В Западном Саяне этот рубеж датируется по сопоставлению с Минусинским районом. В Тувинском районе несогласие проходит внутри пород эйфельского яруса.

— Второй этап орогенеза, точнее—горообразования и развития молассовых впадин, так как вулканизм в это время в основном прекратился. Этап начался в позднем эйфеле или начале живета); с течением времени темп горообразования постепенно снижался (вплоть до того, что во второй половине живета и в верхнем девоне на рассматриваемую территорию проникали трансгрессии и ингрессии моря).

На территории Катазии (юго-восточного Китая) в раннем палеозое и силуре существовала спокойно развивавшаяся миогеосинклиналь. Ее развитие завершилось в конце силура, когда приблизительно на границе силура и девона территория геосинклинали и примыкающей к ней с запада переходной зоны Цзиннянь подверглась деформации, поднятию и размыву. Самые молодые породы, деформированные этой складчатостью, имеют верхнесилурийский возраст (который в работах китайских геологов точнее не указывается), а в подошве постскладчатого девонского комплекса развиты отложения нижнего девона (также без уточнения их возраста). Перерыв, образовавшийся в результате этих движений, наблюдается везде, но несогласие, свидетельствующее о сильной складчатости, прослеживается в основном в южных и юго-восточных районах геосинклинальной области и в переходной зоне Цзиннянь. Но повсеместно на рассматриваемом уровне наблюдается радикальная смена пород.

В девоне в Катазии не было настоящего горообразования, такого, как в остальных описанных выше областях. В очень вялой форме с накоплением молассоподобных пород горообразование развивалось только в раннем девоне. Неполнота стратиграфических данных по девонским отложениям не позволяет дать надежную реконструкцию последовательности, или, правильнее сказать, хронологии девонских тектонических движений. Можно лишь констатировать, что приблизительно в конце раннего—среднем девоне был нечетко выраженный эпизод локальных поднятий и местами слабой деформации. После него начался следующий этап осадконакопления с платформенным режимом движений и седиментации.

Эпохи тектогенеза в орогенных областях

Анализ истории развития рассмотренных выше областей показывает, что в каждой из них события девонского орогенного периода расчленяются на некоторые естественные этапы, представленные комплексами горных пород, и разделяющие их рубежи, соответствующие эпохам кульминации тектонической активности и представленные несогласиями, перерывами и пр. Подчеркнем, что последовательность этих рубежей закономерно выясняется из анализа истории той или иной области и для каждой области выделенные рубежи представляют не второстепенные, случайные явления, а события первого порядка. Можно говорить о неточностях в определении их возраста (в каких-то пределах), но сами эти события выделяются вполне объективно. В большинстве случаев, основываясь на региональном материале, об этих событиях можно говорить как о региональных фазах тектогенеза в соответствии с определением этого понятия, приведенным в главе первой данной книги.

При межрегиональной корреляции рассмотренных региональных данных выясняется, что указанные рубежи, или региональные фазы тектогенеза распределяются по хронологической колонке не хаотически, произвольно в каждой отдельной области, но, напротив, их распределение подчинено определенной и достаточно строгой закономерности. Полученные ранее данные вынесены на диаграмму (рис. 6), на которой можно видеть, что практически все региональные фазы укладываются в ограниченные и постоянные интервалы времени, которые не соприкасаются и тем более не перекрывают друг друга. При этом надо иметь в виду, что продолжительность каждого события, показанная на рис. 6, дана с учетом возможных погрешностей определения их возраста. Полученная картина соответствует той абстрактной схеме, которая была приведена в главе первой (см. рис. 2), — отдельные события, составляющие региональные фазы тектогенеза, несколько смещаются друг относительно друга во времени, но в сумме не выходят за границы определенных, хотя и достаточно широких интервалов. По-видимому, смещение их во времени отражает как действительную природу явления — не вполне полную синхронность проявления движений, так и возникает в результате неточного определения возраста.

Всего установлено три таких интервала, в которых сосредоточены фазы тектогенеза. Эти интервалы следующие: 1) конец силура—начало девона, 2) самый конец раннего—первая половина среднего девона, 3) конец среднего — начало позднего де-

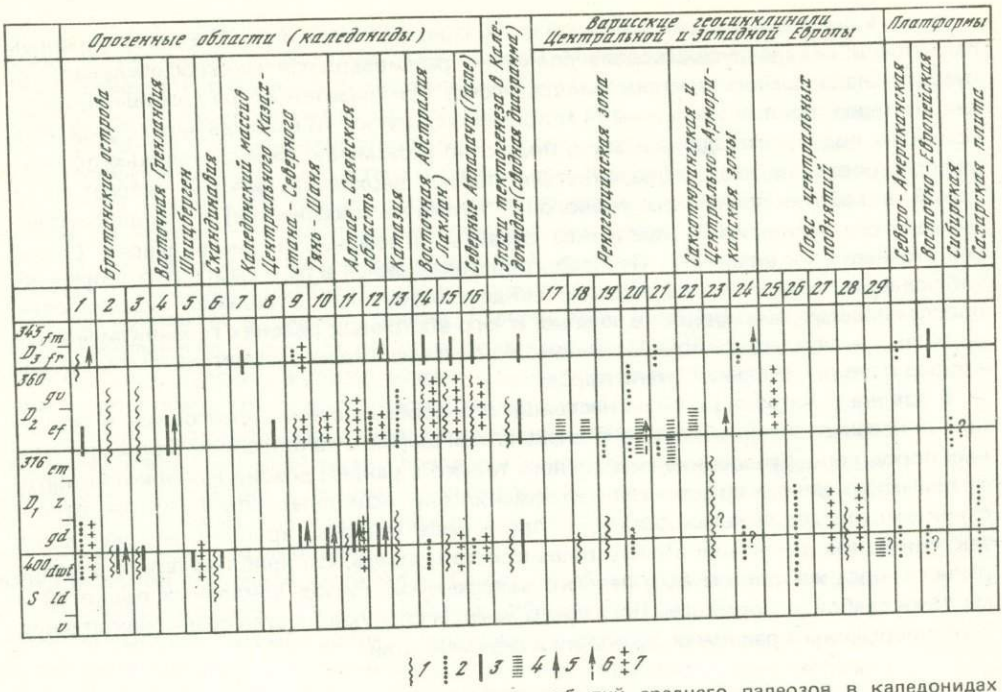


Рис. 6. Сводная диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в каледонидах (орогенных областях) в сопоставлении с движениями в областях с другими тектоническими режимами

1 — складчатость; *2* — поднятие, иногда со слабой складчатостью; *3* — орогенный импульс; *4* — значительное изменение тектонического режима; *5* — начало (местами кратковременные вспышки) орогенного вулканизма; *6* — начало геосинклинального (обычно спилит-диабазового) вулканизма; *7* — эпохи внедрения гранитов, гранитизации, метаморфизма. Примечание: Длина знака соответствует не реальной продолжительности события, а максимально возможному диапазону, который определяется по стратиграфическим данным. Цифры на рисунке: *1* — район Оркадской впадины, *2* — район Каледонской впадины, *3* — Уэльс, *7* — зона Каратау-Таласского разлома, *8* — внутренние части массива, *9* — вулканический пояс и перивулканические впадины, *10* — Джалаир-Найманская зона, *11* — Западный Саян, *12* — район Минусинских впадин, *14* — западная часть пояса Лаклан, *15* — восточная часть пояса Лаклан, *17* — Юго-Западная Англия, *18* — Высокие Арденны, *19* — антиклиналь Кондроз, *20* — Рейнские Сланцевые Горы, *21* — Гарц, зона Гарцгереде, *22* — Центрально-Арморикайская зона, *23* — Северные Вогезы, *24* — Саксония и Тюрингия, *25* — антиклиналь Корнуайе (Арморинский массив), *26* — зона Лижерьен (Арморикайский массив), *27* — Центральный массив, *28* — Средние Вогезы, *29* — Богемский массив (Баррандов синклинорий). Эпохи тектогенеза: I — позднекаледонская, II — тельбесская, III — рёйсская

вона. Первый и второй из них выделяются особенно отчетливо, третий несколько менее выразителен. По своим особенностям перечисленные интервалы соответствуют сформулированному ранее представлению об эпохах тектогенеза: эпоха в конце силура—начале девона описывается под названием "позднекаледонская эпоха" (широко применяемый термин, введенный Г. Штилле); эпоха в конце раннего—первой половине среднего девона — под названием "тельбесская" (ранее для этой эпохи мной [Ю.Г. Леонов, 1976б] был не очень удачно предложен термин "акадская" эпоха, или фаза, но он имеет несколько иное первоначальное понимание, и его употребление в данном смысле может вызывать недоразумения); эпоха в конце среднего — начале позднего девона — под названием рёйсская эпоха (по имени рёйсской фазы движений на границе среднего и позднего девона в варисцидах Центральной Европы).

Позднекаледонская эпоха тектогенеза. Если для каждой из указанных эпох тектогенеза в той или иной степени характерно проявление тектонической активности в разной форме (деформация, магматизм и пр.), то особенно наглядно это проявляется в случае позднекаледонской эпохи тектогенеза. В ней

сочетаются два главных процесса. Один из них включает разнообразные явления, связываемые обычно с представлением о складчатости, т.е. смятие пород, формирование складчатой и покровной структуры, поднятие, региональный метаморфизм и т.д. В тех областях и зонах, которые до силура включительно развивались в геосинклинальном режиме, эти процессы имели характер "заключительной складчатости". Второй процесс представляет фундаментальное изменение тектонического режима на данном уровне и соответствующее ему изменение формационного состава пород, а именно начало орогенеза и накопления орогенных комплексов. Как это было показано раньше [Леонов, 1976б], орогенез развивался как единый процесс во всех захваченных им областях. Но в зависимости от их предыстории меняются характер нижней границы орогенных комплексов, характер структурного взаимоотношения орогенных комплексов с подстилающими образованиями. На одном краю располагаются области, сравнительно давно консолидированные, в которых начало орогенеза имеет характер активизации (орогенез здесь является внегеосинклинальным), на другом — наиболее поздние геосинклинальные или близкие к ним прогибы, в которых возможно даже конформное залегание орогенных пород на геосинклинальных без выпадения из разреза сколько-нибудь значительных по стратиграфическому объему толщ.

Трудно сказать, в какой мере оба указанных процесса (складчатость и начало орогенеза — орогенный импульс) генетически связаны друг с другом. Этот вопрос здесь рассматриваться не будет. Кроме того, не исключено, что на него можно получить разный ответ в зависимости от того, в каком масштабе (региональном или глобальном) его ставить. Однако близость обоих процессов во времени заставляет рассматривать их в рамках одной эпохи тектогенеза. Нам уже приходилось отмечать при описании каледонид Британских островов, что даже в региональном плане их разделение не всегда возможно, тем более это становится невозможным при межрегиональной корреляции. Несмотря на то что в тех районах, где оба эти процесса происходили, они, как правило, следовали друг за другом — вначале складчатость, затем орогенез. Во всяком случае, как бы ни подходить к оценке соотношения этих процессов с генетических позиций, обнаруживается их близость или совпадение во времени. И это придает особую значимость позднекаледонской эпохе тектогенеза, которая является не только эпохой складчатых и других деформаций, а также гранитоидного магматизма, но также и границей крупнейших этапов развития каледонских складчатых областей. С точки зрения процесса складчатости, если его рассматривать самостоятельно, позднекаледонская эпоха тектогенеза не выделяется из ряда аналогичных эпох, которые были и до нее, и после нее (в частности, с этой точки зрения ей немногим уступает тельбесская эпоха тектогенеза в середине девона), но складчатость и сформированная ею поверхность несогласия попадает в этом случае на принципиально важную границу орогенных и доорогенных комплексов.

Складчатость, вызвавшая замыкание геосинклинальных прогибов и деформацию геосинклинальных комплексов горных пород, отмечается, как мы видели, в Неметаморфической зоне Британских островов, Скандинавии, области позднекаледонской консолидации массива Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня, Западном Саяне, Катазии. Она проявилась с разной интенсивностью в каждой из этих областей, да и внутри них она сильно варьировала.

Возраст складчатости указывался при описании каждой области. Не повторяя приводившихся там сведений, отметим, что почти везде, во всяком случае везде, где есть достаточно определенные стратиграфические данные, складчатость приурочена в основном к преддаунтонскому времени и даунтону, частично, может быть, захватывая также конец лудлова, с одной стороны, и начало девона, с другой. В некоторых районах получается несколько более широкий диапазон возраста. Но обращает на себя внимание то, что от полноты стратиграфических данных зависит ширина возрастного диапазона, который может быть уже или шире, но ни в одном случае они не указывают на асинхронность движений (см. рис. 6).

Явления, объединяемые в общее понятие активизации, или орогенного импульса, имели место практически во всех областях каледонской складчатости, за исклю-

чением их отдельных частей, втянутых в орогенез несколько позже — к среднему или позднему (в очень немногих случаях) девону. В поздних каледонидах Северо-Западной Европы и Северной Атлантики (пока не говоря об Аппалачах), т.е. в Неметаморфической зоне Британских островов, Скандинавии и Шпицбергене, формирование молассовых и вулканических впадин началось в даунтоне и в некоторых случаях в начале девона. Тогда же, очевидно, в горообразование была вовлечена территория Метаморфической зоны (с которой шел снос обломочного материала) и Восточной Гренландии (по аналогии со Шпицбергеном), но накопление молассы в них началось со среднего девона. В каледонидах Урало-Монгольского пояса орогенный импульс, выразившийся в раскалывании коры и заложении вулканических и молассовых орогенных структур, датируется началом девона. Уточнить возраст здесь трудно, в связи с чем на рис. 6 возможный интервал охватывает весь жедин. В Катазии данные о возрасте орогенного импульса более неопределенные.

Таким образом, максимальная продолжительность позднекаледонской эпохи тектогенеза в рассмотренных в данном разделе областях соответствует концу лудлова, даунтону и жедину. В первом приближении это составляет величину порядка 10—15 млн. лет, хотя к этим цифрам надо относиться как к очень грубой оценке, поскольку неизвестна точная продолжительность указанных веков. Думается, что в перспективе можно ожидать некоторое сокращение этого диапазона при уточнении возраста нижних горизонтов орогенных комплексов, который пока еще определяется (особенно в каледонидах Урало-Монгольского пояса) очень приблизительно.

Во многих районах с движениями позднекаледонской эпохи тектогенеза ассоциировалось внедрение гранитоидных интрузий. Они установлены на Британских островах, в Скандинавии, Шпицбергене, по-видимому, Западном Саяне. Их возраст определяется по стратиграфическому положению и данным радиометрического датирования, которое дает цифры порядка 400 ± млн. лет, приблизительно соответствующие границе силура и девона.

Тельбесская эпоха тектогенеза. По интенсивности тектонических движений и магматизма тельбесская эпоха в рассмотренных областях каледонской складчатости, вероятно, не уступает позднекаледонской эпохе тектогенеза. Но движения тельбесской эпохи проявились не на границе, а в середине орогенного периода, поэтому не сопровождались радикальной перестройкой тектонического режима. Это в первую очередь отличает ее от позднекаледонской эпохи.

Движения тельбесской эпохи тектогенеза устанавливаются почти во всех областях каледонской складчатости, за исключением Шпицбергена, где их следы отсутствуют, и Скандинавии, где для их выделения недостаточно фактических данных. Превалирующей формой движений были складчатость и воздымание, вызвавшие деформацию пород и перерыв в накоплении орогенных комплексов и во многих районах сопровождавшиеся внедрением гранитоидных тел (последние характерны для разных частей Урало-Монгольского пояса, т.е. для Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Северной Монголии). Интенсивность деформаций изменялась от района к району и внутри каждого района в очень широких пределах — от альпинотипной складчатости до образования пологих изгибов или даже простого поднятия и размыва. Некоторое значение, но гораздо меньшее, чем в случае позднекаледонской эпохи тектогенеза, имел процесс заложения новых молассовых впадин. Один из наиболее ярких примеров этого — массив Центрального Казахстана — Северного Тянь-Шаня, для которого с этой эпохой связаны значительная экспансия орогенного режима и начало накопления молассы на значительно большей, чем до этого, площади.

Возраст событий тельбесской эпохи тектогенеза при всем его разбросе не выходит за пределы эйфельского яруса и, возможно, верхней части эмса (см. рис. 6). Исключение составляют два-три района с недостаточно точными стратиграфическими данными. Как и для позднекаледонской эпохи, продолжительность тельбесской эпохи может быть весьма приблизительно оценена в 10—15 млн. лет.

Рёйсская эпоха тектогенеза на примере рассмотренных областей выделяется менее отчетливо, или, правильнее сказать, в более ограниченном числе

областей, и обладает меньшей интенсивностью движений. Деформация этого времени отмечается в Метаморфической зоне Британских островов, слабая деформация и поднятие – во многих районах, хотя и не повсюду, каледонского массива Центрального Казахстана; в последнем случае значение движений подчеркивается, кроме того, внедрением небольших гранитоидных интрузий.

События рёйсской эпохи укладываются в интервал времени от самого позднего живета до франа или первой половины франа включительно. Вероятно, продолжительность этого интервала меньше, чем продолжительность двух ранее описанных эпох.

Название "рёйсская эпоха", как уже говорилось, дано по имени рёйсской фазы движений на границе среднего и позднего девона в варисцидах Центральной Европы. Как будет показано дальше, движения этого возраста играли особенно важную роль в истории развития наиболее поздних каледонских сооружений – Северных Аппалачей и Лаклан, в связи с чем их можно было бы назвать "акадскими", или "табберабера". Однако оба эти названия неудобны, так как применяются в более широком смысле (для обозначения суммы событий среднего и позднего девона).

Таким образом, на материале орогенных областей девона, расположенных на территории основных каледонских складчатых областей, которые были консолидированы в раннем палеозое–силуре, возможно выделение трех эпох тектогенеза. Две из них (позднекаледонская и тельбесская) выделяются очень ясно, третья (рёйсская) может быть только намечена. Ниже мы убедимся, что эти эпохи тектогенеза в тех же хронологических границах устанавливаются также в областях с другой тектонической историей и, следовательно, имеют более общее значение.

Наиболее поздние каледонские складчатые области, консолидированные в середине девона

Самые представительные области этого типа – область Лаклан и Северные Аппалачи. Их подробная характеристика была дана автором в другой работе [Ю.Г. Леонов, 1976б], поэтому здесь можно ограничиться лишь наиболее важными замечаниями, необходимыми для данного исследования.

Развитие территории Лаклан и Северных Аппалачей в додевонское и девонское время было сложным. Оно плохо укладывается в простую схему превращения геосинклинали в орогенную область. В какой-то степени это объясняется большими размерами этих элементов, представляющих пояса огромной протяженности и гетерогенного внутреннего строения. Но большую роль, несомненно, играло также то обстоятельство, что еще до того, как в них начался отчетливо выраженный орогенез, т.е. еще на геосинклинальной стадии развития (в конце силура и раннем девоне), в них наблюдалась как бы интерференция геосинклинальных и орогенных тенденций. Эта интерференция возникла в результате того, что процессы, вызвавшие орогенез в ранее описанных каледонских складчатых областях в начале девона, захватили, по-видимому, также территорию области Лаклан и Северных Аппалачей. Но в этих областях еще не завершилось в это время геосинклинальное развитие, поэтому орогенез проявился в них в подавленном виде – он осложнил ход геосинклинального развития, но не привел к установлению орогенного режима. Окончательное завершение геосинклинального развития в той и другой области связывается со складчатостью в конце раннего–начале среднего девона, после которой (в конце среднего–позднем девоне) началось накопление орогенных комплексов.

В Северных Аппалачах последовательность событий девона представляется в следующем виде (рис. 7).

– Движения фазы сэлайн в конце силура или на границе силура и девона, вызвавшие кратковременные и локальные поднятия практически без деформаций. Несмотря на незначительность структурных проявлений этих движений, их роль подчеркивается, вероятно, становлением (или началом становления) комплекса гранитоидных интрузий с радиометрическим возрастом 400 ± 10 млн. лет. Легко

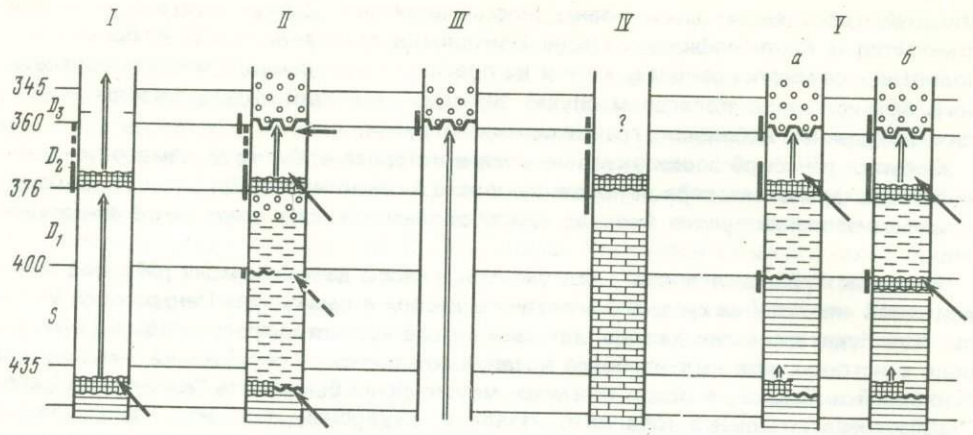


Рис. 7. Диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в наиболее поздних каледонидах Северных Аппалачей и Восточной Австралии

I — зона "А" (Логан и Пидмонт) на территории Канады, II — зона "Б" (прогиб Гаспе и др.), III — складчатая область Аделаиды, IV — Тасмания, V — область Лаклан (южная часть): *а* — Западный пояс (прогибы Мельбурн, Кобар, Эдавейл), *б* — Восточный пояс (к востоку от системы прогибов Мельбурн)

Условные обозначения см. на рис. 4

видеть, что фаза сэлайн хорошо вписывается в позднекаледонскую эпоху тектогенеза, являясь ее региональным выражением.

— Ранний девон в интервале от фазы сэлайн до акадской складчатости в среднем девоне выделяется в качестве следующего этапа развития Северных Аппалачей. В раннем девоне происходило последовательное нарастание поднятий в зонах, разделяющих прогибы; в прогибах же морские условия седиментации постепенно вытеснялись континентальными. Окончательно в позднем эмсе возник горный рельеф и началось (еще до "заключительной" складчатости) накопление грубой континентальной красноцветной молассы (формация Мэлбей и ее аналоги).

— Эпоха кульминации тектонической и магматической активности в среднем девоне, очевидно эйфеле или даже начале эйфеля. С этим временем связаны складкообразование, формирование покровной структуры, метаморфизм и, вероятно, внедрение гранитоидных интрузий. Этими движениями, хотя и с разной интенсивностью, была захвачена практически вся территория Северных Аппалачей, включая площадь силурийских — раннедевонских прогибов и районы более ранней, таконской консолидации. В региональном масштабе эти события соответствуют региональной фазе тектогенеза; при межрегиональной корреляции они должны рассматриваться как составная часть тельбесской эпохи тектогенеза. Американскими геологами эта фаза называется "акадская". Но этот термин употребляется в двух смыслах: во-первых, для обозначения данной фазы тектогенеза; во-вторых, для обозначения длительной эпохи, включающей складчатость и орогенез и продолжавшейся от среднего девона до раннего карбона включительно.

— Раздробление территории складчатого пояса и начало орогенеза (орогенный импульс) в начале позднего девона. С этими событиями коррелируется основной пик значений радиометрического возраста девонских гранитных интрузий Северных Аппалачей (360 ± млн. лет), который скорее всего отражает время поднятия и омоложения пород. О гранитах надо сказать следующее. Геологическими данными определяется среднедевонский возраст гранитов, очень широко распространенных в Северных Аппалачах. Часть интрузий прорывает породы нижнего девона (доскладчатые) и перекрывается отложениями послескладчатого орогенного комплекса верхнего девона и нижнего карбона, в которых заключена галька этих гранитов. Определение радиометрического возраста показывает, однако, что имеются две группы гранитоидов (не считая, конечно, более древних — таконских), которым соответствуют два пика значений радиометрического возраста [Faul e.a., 1963; Lyons, Faul, 1968]. Один попадает на границу силур/девон и может быть

увязан с движениями фазы сэлайн. Второй пик (360 ± 30 млн. лет) соответствует среднему девону и началу позднего девона и, возможно, включает время как внедрения интрузий, так и их последующего преобразования (омоложения и пр.).

В области Лаклан последовательность событий девонского периода близка к той, которая приведена для Северных Аппалачей (см. рис. 7).

— Эпоха кульминации тектонической и магматической активности в позднем лудлове — на границе силура и девона, выделяющаяся под названием складчатости баунинг. Это было время проявления разных форм тектонической и магматической активности (деформация в отдельных зонах; широко проявившееся поднятие, выраженное как в поднятии выше уровня моря и размыве, так и в переходе от относительно глубоководных условий седиментации к седиментации шельфового типа; гранитоидный магматизм). С данными движениями вообще было связано большое изменение тектонического режима в области Лаклан, которая после них вступила в заключительную стадию геосинклинального развития с сильно редуцированной подвижностью. Движения фазы баунинг соответствуют позднекаледонской эпохе тектогенеза.

— Раннедевонский этап осадконакопления в условиях в основном компенсированного погружения. В позднем эмсе произошел частичный переход от морских отложений к континентальным, а в конце эмса—начале среднего девона осадконакопление полностью прекратилось.

— Складчатость табберабера в среднем девоне, приведшая к формированию сложной складчатой структуры области Лаклан. Отсутствие среднедевонских отложений на рассматриваемой территории позволяет предположительно датировать эти движения началом среднего девона. При этом стратиграфические данные позволяют говорить только об интервале в объеме почти всего среднего девона, так как послескладчатые отложения (орогенные) начали накапливаться только с начала позднего девона. Здесь имеются также послескладчатые граниты, прорывающие деформированные породы и имеющие среднедевонский возраст. Вопрос о том, представляют ли они самостоятельную фазу магматизма или должны рассматриваться в комплексе событий описываемой фазы тектогенеза, на имеющемся материале может решаться по-разному. Складчатость табберабера, если относить ее к первой половине среднего девона (что в соответствии со сказанным выше, вероятно, не может считаться доказанным), должна рассматриваться в составе тельбесской эпохи тектогенеза.

— Начало орогенеза (горообразование, формирование молассовых впадин) в начале позднего девона, по времени хорошо согласующегося с рёйсской эпохой тектогенеза.

Как можно видеть, в истории развития Северных Аппалачей и области Лаклан заметное место принадлежит тем же трем, описанным раньше эпохам тектогенеза.

Движения позднекаледонской эпохи (региональные фазы сэлайн и баунинг) отличались от остальных областей тем, что здесь они проявились не в начале орогенеза, а на фоне геосинклинального развития. Примечательно вместе с тем, что и в Австралии после этих событий произошло изменение тектонического режима. Оно было меньше той радикальной перестройки, которая имела место в это время в других областях каледонской складчатости, но обладало той же направленностью: начиная со времени позднекаледонской эпохи тектогенеза геосинклинальная область Лаклан вступила в заключительную стадию развития с иным, чем раньше (в ордовике и силуре), режимом движений и осадконакопления.

Движения тельбесской эпохи тектогенеза можно видеть в региональных фазах тектогенеза акадской и табберабера, для которых была характерна высокая интенсивность тектонических деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом и гранитоидным магматизмом. Эти движения играли роль "заключительной" складчатости и в этом отношении аналогичны позднекаледонским движениям в поздних каледонидах (таких, как Неметаморфическая зона и др.). Еще раз напомним, однако, что возраст этих движений определяется в диапазоне всего среднего девона, хотя и имеются основания думать, что скорее всего они были приурочены к началу среднего девона [Ю.Г. Леонов, 1976б].

Более интенсивными, чем в остальных каледонидах, были здесь движения рейсской эпохи тектогенеза, с которой начался орогенез. Они, как уже говорилось, выражены не складчатостью, а совокупностью событий, соответствующих орогенному импульсу.

Варисские геосинклинальные области

Следующую группу областей составляют варисские геосинклинали. В девоне в них шло геосинклинальное развитие. Орогенические события девона выделяются здесь на фоне геосинклинального, а не орогенного режима, как в рассмотренных выше областях.

Не имея возможности привести здесь материал по многим варисским областям, мы ограничимся варисской областью Центральной и Западной Европы. Она включает разные по строению и истории развития тектонические элементы и дает достаточно представительный материал для характеристики девонских орогенических процессов в геосинклинальной обстановке.

При изложении материала использована хорошо известная схема тектонического районирования варисской Европы. В ее основе лежат зоны, выделенные Ф. Косматом: Вестфальская (край форланда с наложенными на него краевыми прогибами варисцид), Реногерцинская, Саксотюрингская, Молданубская. Впоследствии в это районирование были внесены многочисленные уточнения, но в главном оно осталось неизменным и широко используется в современной геологической литературе. Пожалуй, наиболее существенные уточнения были внесены за последние десятилетия в схему зональности варисцид Франции и Пиренейского (Иберийского) полуострова. На рис. 8 изображена принятая в данной работе схема в том виде,

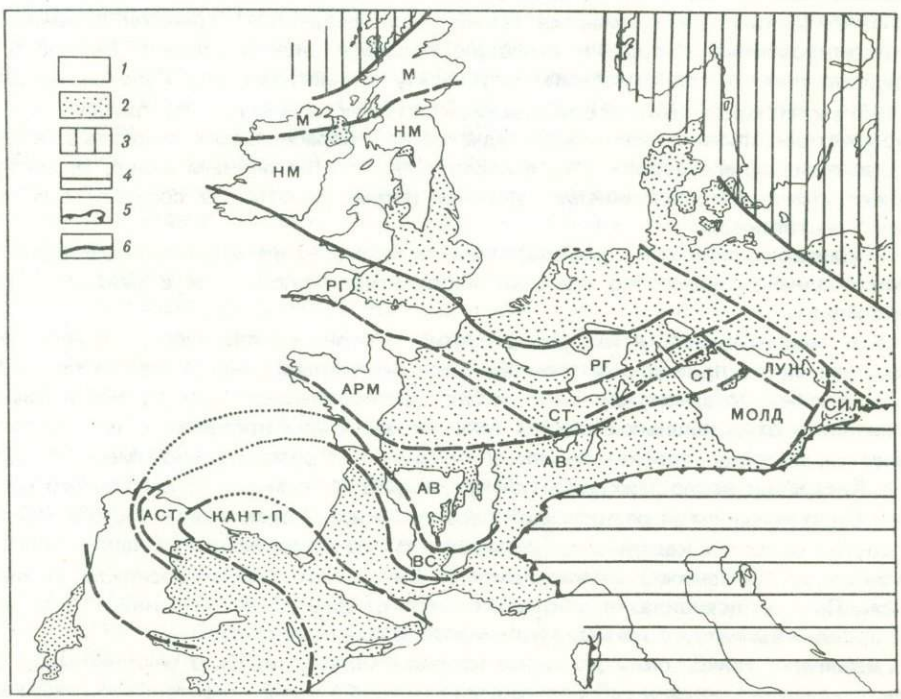


Рис. 8. Схема районирования палеозоид Центральной и Западной Европы

К а л е д о н и д ы (зоны) : М — Метаморфическая, НМ — Неметаморфическая; в а р и с ц и д ы (зоны) : РГ — Реногерцинская, СТ — Саксотюрингская, АРМ — Центрально-Арморикапская, МОЛД — Молданубская, АВ — Арвернско-Вогезская ("ядро"), ВС — Вандейско-Севеннская, КАНТ-П — Кантабрийско-Пиренейская, АСТ — Астурийская, ЛУЖ — Лужицкая, СИЛ — Силезская

1 — допалеозойские и палеозойские комплексы; *2* — мезозойские и кайнозойские комплексы внеальпийской области; *3* — древние платформы; *4* — альпийская область (кроме Пиренеев); *5* — фронт альпийской области; *6* — границы зон в варисцидах и каледонидах

как она может быть представлена на сегодняшний день по материалам разных авторов. Мы воздержимся от комментирования данной схемы, так как в работе она выполняет главным образом служебную функцию. Следует лишь иметь в виду, что она в некоторых отношениях условна или даже искусственна. Полициклическое развитие варисской геосинклинальной области сопровождалось перестройками тектонического плана. Поэтому традиционная схема, отражающая в первую очередь зональность варисского этапа, в определенной степени утрачивает свою валидность для более древних эпох. В том, что она не всегда адекватно отражает элементы древнего тектонического плана, можно убедиться и на материале девонского периода.

Реногерцинская зона

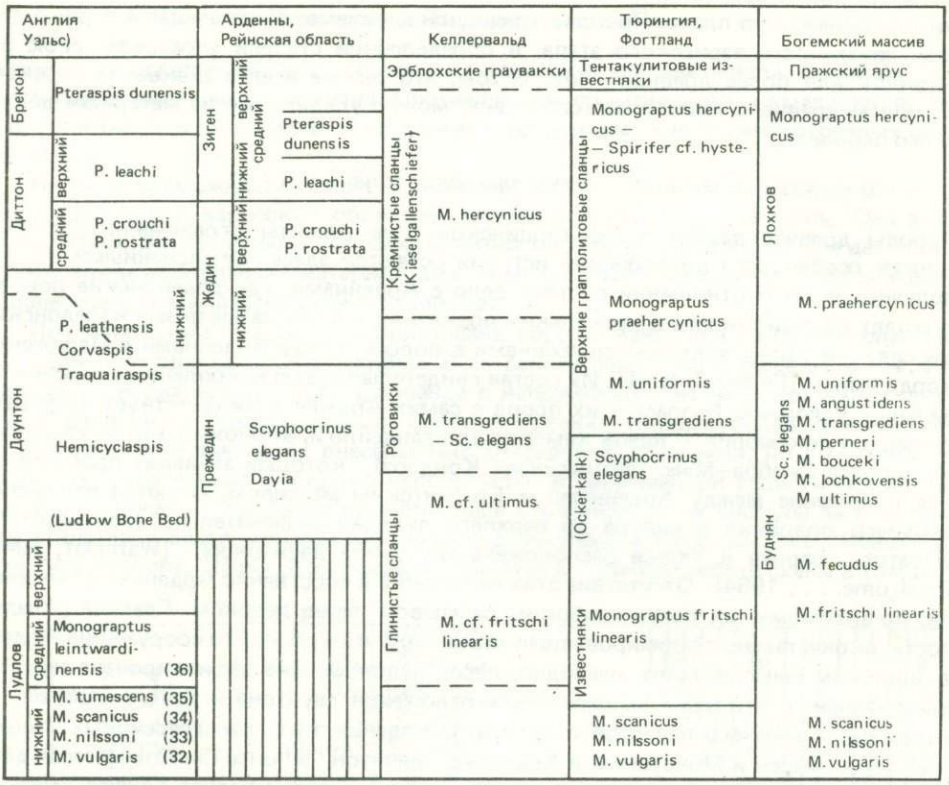
Породы древнее девона в Реногерцинской зоне развиты ограниченно. Поэтому многие особенности додевонской истории остаются здесь невыясненными. Благополучнее в этом отношении обстоит дело с Арденнами, где додевонские породы выходят на поверхность в нескольких поднятиях — в так называемых каледонских массивах, а также вскрыты скважинами в полосе между Арденнами и Парижской кордильерой [Pomerol, 1974]. Их состав свидетельствует о накоплении в геосинклинальных условиях. Возраст этих пород в самих Арденнах соответствует интервалу от верхов докембрия — низов кембрия до лландейло и, возможно, низов карадока. Но в поясе Самбра—Маас (антиклиналь Кондроз), который занимает промежуточное положение между Арденнами и Брабантским массивом, имеются отложения верхнего ордовика и силура до верхнего лудлова включительно (зона Spirifer elevatus, которая в Уэльсе расположена сразу под даунтоном) [Waterlot, 1945; Prodrome. . . , 1954]. Отсутствие этих отложений в собственно Арденнах объясняется, по-видимому, их более глубоким размывом перед девоном. Главная складчатость, окончательно сформировавшая структуру каледонского сооружения Арденн в широком смысле, была, очевидно, перед девоном. Она зафиксирована несогласием Фепен, с которым вышележащие отложения даунтона и девона залегают на отложениях нижнего палеозоя и силура. Основание этих трансгрессивных отложений (слои Фепен и Мондрепюи в Арденнах, "даунтон" в поясе Самбра—Мааса) датируется самыми низами жедина и, частично, даунтоном. Следует, однако, иметь в виду, что нижний жедин Арденн (и Рейнских Сланцевых Гор), т.е. слои, коррелирующиеся с зоной Monograptus uniformis других районов (Богемии, Тюрингии и др.), соответствуют верхней части даунтона Англии и Уэльса [Jaeger, 1962] (табл. 2). Поэтому и "даунтон" пояса Самбра—Мааса в основном также соответствует низам жедина и лишь в незначительной части может быть древнее его. Таким образом, главная складчатость и поднятие в Арденнах, завершившая каледонский этап развития этой площади, приурочена к довольно узкому интервалу времени между поздним лудловом и жедином. Эта региональная фаза движений выделяется под названием кампино-брабантской, или брабантской, а также арденнской. Она хорошо вписывается в события позднекаледонской эпохи тектогенеза.

На территории Рейнских Сланцевых Гор на небольшой площади в Зауэрланде, Келлервальде, районе Гиссена и на юге Таунуса и Хунсрюка выходят фрагменты ордовикских и силурийских пород. Верхние их горизонты принадлежат верхнему лудлову (слои с Dayia navicula в Зауэрланде) и середине лудлова (на юге Таунуса) [Dorn, 1960]. В основании девонских отложений имеются перерыв и небольшое угловое несогласие (менее четко выраженное, чем несогласие Фепен в Арденнах), свидетельствующие о поднятии и местами (?) слабой деформации перед девоном [Pilger, 1952; Dorn, 1960]. Поскольку указанные отложения перекрываются отложениями жедина, эти движения датируются концом силура — началом жедина, т.е. соответствуют позднекаледонской эпохе.

В результате пересмотра прежних представлений о стратиграфии и истории развития Гарца установлено, что достоверный разрез палеозоя начинается в нем с отложений валента [Schwab, 1976]. Силур от валента до лудлова сложен однообразными граптолитовыми сланцами с пачками кварцитов; они развиты только в зоне Гарцгероде. Раньше предполагали, что на границе силура и девона имели место

Таблица 2

Корреляционная таблица стратиграфических схем лудлова – нижнего девона Центральной и Западной Европы и распределение руководящих (зональных) испопаемых (по данным Ягера [Jaeger, 1962], упрощено, с дополнениями)



слабое поднятие и перерыв в осадконакоплении [Schwan, 1956; Möbus, 1966]. Сейчас получены данные о жединском и зигенском возрасте верхних горизонтов граптолитовых сланцев, что может указывать на непрерывное осадконакопление и отсутствие значительных движений в интервале от валента до зигена включительно [Schwab, 1976].

Таким образом, позднекаледонские движения в отдельных частях континентальной части Реногерцинской зоны проявились в разной степени: на востоке в Гарце следы их достоверно не установлены; в Рейнских Сланцевых Горах, особенно в их правобережной части они вызвали главным образом поднятие и слабую деформацию пород; в Арденнах и смежной с ними территории с этими движениями связана интенсивная складчатость. При этом и для додевонского времени и для девона характерны геосинклинальные условия. Но вместе с тем позднекаледонская эпоха тектогенеза служит здесь одновременно границей разных этапов или циклов геосинклинального развития.

По направлению к западу Реногерцинская зона продолжается в южных районах Британских островов. Однако основание девона здесь не вскрывается и ничего практически не известно о характере движений перед девоном.

Остановимся на истории развития отдельных частей Реногерцинской зоны в девоне и проследим возможность выделения в ней событий, соответствующих более молодым эпохам тектогенеза. Напомним при этом еще раз, что в основе такого анализа должны лежать не просто поиски тех или иных проявлений активности на заранее заданных возрастных уровнях, а изучение истории развития рассматриваемых районов и выделение естественных этапов и рубежей (рис. 9).

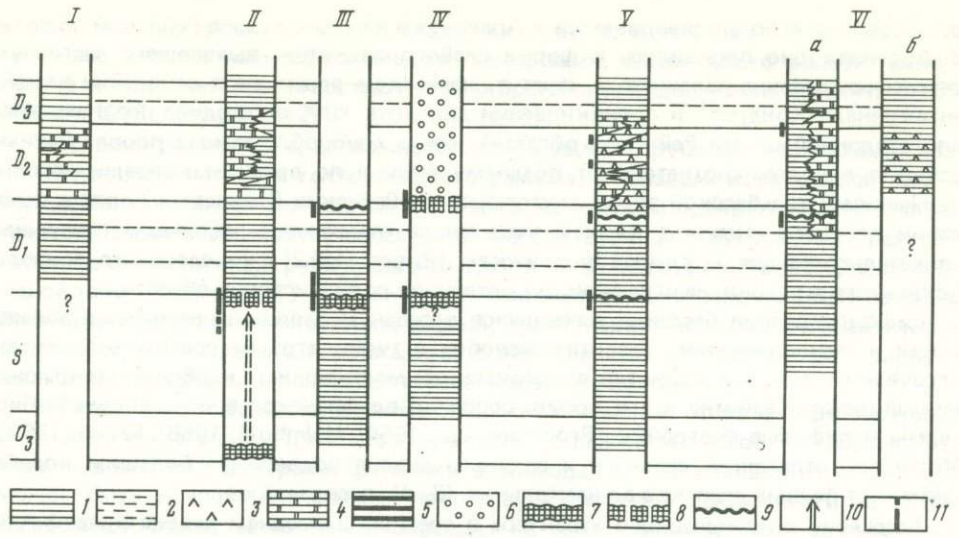


Рис. 9. Диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в Реногерцинской зоне I — Юго-Западная Англия, II — Высокие Арденны, III — антиклиналь Кондроз, IV — Брабантский массив (каледониды), V — Рейнские Сланцевые Горы, VI — Гарц: *а* — зона Гарцгероде *1—5* — геосинклинальные комплексы (формации) горных пород (геосинклинальный тектонический режим): *1* — преимущественно терригенные, включая турбидиты (отложения склонов и желобов), *2* — сравнительно маломощные терригенные области относительного поднятия, *3* — основные (обычно спилит-диабазовые) вулканиты, *4* — преимущественно карбонатные области относительного поднятия, *5* — глинистые и кремнистые граптолитовые сланцы некомпенсированных прогибов; *6* — орогенные (молассовые) комплексы; *7—9* — орогенические события: *7* — складчатость разной интенсивности и типа, *8* — то же, предполагаемое, *9* — поднятие (стратиграфический перерыв), местами слабая складчатость; *10* — периоды длительного поднятия и размыва; *11* — возможная продолжительность события по стратиграфическим данным

Южные районы Британских островов. Девонские отложения, принадлежащие по типу разреза Реногерцинской зоне, развиты лишь на юге варисской зоны Британских островов — в Девоншире и Корнуолле [Даннинг, 1978]. Более северная часть варисцид с точки зрения развития и седиментации в девоне принадлежит краевой части континента древнего красного песчаника. Для изучения орогенических событий девонский разрез Девоншира и Корнуолла мало интересен — он представлен непрерывной последовательностью песчано-глинистых и карбонатных (в среднем отделе) отложений в диапазоне от зигена и эмса до верхов девона—карбона. Следует иметь в виду, правда, что породы сильно деформированы, а сводный разрез составлен по разрозненным обнажениям, поэтому вывод о непрерывности разреза, возможно, и не является окончательным.

Арденны и Рейнские Сланцевые Горы. Девон Арденн и Рейнских Сланцевых Гор сложен терригенными (в нижнем девоне) и терригенно-карбонатными (в среднем и верхнем девоне) отложениями большой мощности — до 6000 м на юге Динантского синклинория, до 5000—7000 м только нижнего девона в Эйфельском синклинории [Prodrome . . . , 1954]; в Рейнских Сланцевых Горах также имеются основные вулканические породы. Исходя из состава отложений и некоторых особенностей тектонических движений (в первую очередь дифференцированности области прогибания), историю девонского времени можно, хотя, по-видимому, и не очень жестко, разделить на два этапа: раннедевонский и средне-позднедевонский.

Раннедевонский этап начался в жедине с морской трансгрессии, которая развивалась в интервале от второй половины жедина до эмса. Господствовало накопление песчано-глинистых пород с более грубыми породами — до конгломератов в северных частях района (снос материала шел с севера).

Переход к следующему этапу (средний—поздний девон) отмечен, кроме изменения характера седиментации, также оживлением тектонической активности, кото-

рое особенно ясно устанавливается в Арденнах и намного хуже в Рейнской области. В Арденнах оно проявилось в форме слабого поднятия, вызвавшего частичную регрессию, зафиксированную в стратиграфическом перерыве в основании кувэна антиклинали Кондроз[1] и проникновении далеко к югу, в середине позднего эмса (по эталонной шкале Рейнской области) клина грубообломочных пород. Данные события в целом соответствуют позднему эмсу и по времени коррелируются с движениями тельбесской эпохи тектогенеза. В Рейнских Сланцевых Горах в основании верхнего эмса и в нижнем эмсе также отмечаются небольшие перерывы, свидетельствующие о слабых подвижках [Pilger, 1952], но здесь—это эпизоды локального значения, не играющие существенной роли в истории области.

Дифференциация бассейна, начавшаяся в среднем девоне, выразилась в образовании и одновременном развитии желобов с турбидитовым осадконакоплением (граувакки и пр.) и поднятий с накоплением мелководных карбонатных отложений. Широкое развитие в это время, особенно во франское время, получили биогермы и рифовые постройки [Prodrome. . . , 1954; Helmbold, 1958; Erben, 1962]. Мощность отложений среднего и верхнего девона подвержена большим колебаниям — от первых десятков до нескольких (3—4) тысяч метров.

Движений орогенического характера в среднем и позднем девоне практически не отмечается, за исключением слабых и локальных поднятий в верхней части девона (марсийский эпизод) и двух эпизодов поднятий, отмеченных перерывами в живете Рейнской области (бранденбергский эпизод в начале живета и меггенский эпизод перед верхним живетом).

В какой-то степени разница тектонической обстановки первого (раннедевонского) и второго (средне-позднедевонского) этапов подчеркивается ходом вулканической деятельности в Рейнской области — излиянием в подводных условиях пород спилит-кератофировой ассоциации. В раннем девоне вулканизм был очень слабый, но интенсивность его возросла в эйфеле и особенно в живете, когда образовалась основная масса девонских эффузивов.

Г а р ц. Несмотря на детальную изученность Гарца, исследования последнего десятилетия внесли существенные изменения в представления о его геологическом строении и истории развития. Главным образом это связано с выявлением широкого распространения на территории Гарца тектонических покровов и олистостромовых комплексов, что заставило пересмотреть возраст и первоначальное местоположение многих образований [Schwab, 1976].

Полный разрез девона, начинающийся с непрерывной толщи граптолитовых сланцев силурийско-зигенского возраста, имеется только в зоне Гарцгероде Нижнего Гарца. В остальных зонах Гарца отложения нижнего девона неизвестны и видимый разрез девона начинается с эйфельских (Средний и Верхний Гарц) или живетских пород (зона Випра и породы мульды Зельке, залегающие в пределах зоны Нижнего Гарца в виде останца тектонического покрова, корни которого располагаются на юге — к югу от Нижнего Гарца, на территории Среднегерманского поднятия). Вверх непрерывный разрез продолжается до верхнего девона или различных горизонтов нижнего карбона (динанта) включительно.

Средне- и верхнедевонские отложения фациально изменчивы. Как и в Рейнских Сланцевых Горах среди них имеются образования глубоких впадин и желобов (глинистые и кремнистые сланцы и пр.) и подводных поднятий (рифовые и прочие известняки); в большом количестве присутствуют граувакки, кремнистые сланцы и диабазы, свидетельствующие, по мнению многих немецких геологов, об эвгеосинклинальных условиях девонского периода.

На протяжении девона в Гарце не отмечается значительных проявлений орогенической активности, которые были бы выражены крупными перерывами или угловыми несогласиями. Выделяются лишь два эпизода слабых и локальных поднятий в зоне Гарцгероде. Один из них (херусский эпизод) был на границе раннего и позднего эмса; другой (раннебретонский эпизод) — на границе среднего и позднего

[1] Основание кувэна стратиграфической схемы Арденн соответствует в эталонной схеме (Рейнская область) уровню внутри позднего эмса.

девона, т.е. на уровне рёйсской эпохи тектогенеза. Более сильные движения, отмеченные несколькими сближенными перерывами, имели место вблизи границы девона и карбона; они сопоставляются с бретонскими движениями [Dorn, 1960; Möbus, 1966; Schwab, 1976; Schwan, 1956].

В истории развития Гарца можно выделить еще ряд рубежей, с которыми связано некоторое изменение тектонического режима, вызвавшее изменение литологии пород. Во-первых, это граница зигена и эмса, на которой прекратилось накопление граптолитовых сланцев и началось развитие контрастных структур; эта граница — наиболее существенный рубеж, однако судить о ней приходится на материале лишь одной зоны (Гарцгероде); поэтому ее действительное значение остается неясным. Во-вторых, приблизительно начало эйфеля; с этого времени началась вулканическая деятельность — подводный вулканизм с накоплением диабазов, кератофиров и шальштейнов, продолжавшаяся в течение эйфеля и живета.

В Гарце, таким образом, имеются лишь очень неясные отголоски рассматриваемых эпох тектогенеза. Прямое сопоставление с рёйсской эпохой тектогенеза формально возможно для раннебретонского эпизода, но это совпадение во времени может быть и чисто случайным. Начало вулканической деятельности на уровне тельбесской эпохи, естественно, обращает на себя внимание, но в совокупности с данными по другим частям Реногерцинской зоны, в которой примерно на этом уровне проходит рубеж между главными этапами развития в девоне.

В соответствии со сказанным в Реногерцинской зоне в целом устанавливается следующая последовательность девонских тектонических движений и магматизма (см. рис. 9).

— Складчатость в конце силура — начале девона (заключенная в интервале между лудловом и жедином в большинстве случаев). Как уже отмечалось, она хорошо коррелируется с позднекаледонской эпохой тектогенеза, точнее — представляет одну из региональных фаз тектогенеза, из которых складывается позднекаледонская эпоха.

— Этап интенсивного опускания, последовательного развития трансгрессии (наиболее наглядно это видно в Арденнах—поясе Самбра—Мааса) и мощного терригенного, довольно однообразного осадконакопления в раннем девоне, свидетельствующего об относительно равномерном общем опускании. В Рейнских Сланцевых Горах с этим временем связан слабый основной подводный вулканизм.

— Эпоха серьезного изменения тектонического режима и характера осадконакопления во всех районах Реногерцинской зоны в начале среднего девона. Эта эпоха, вероятно, может быть поставлена в соответствие (во всяком случае совпадает во времени) с тельбесской эпохой тектогенеза. Перестройка выразилась в усложнении тектонического плана и смене монотонных нижнедевонских терригенных толщ фациально изменчивыми терригенно-карбонатными отложениями, накапливавшимися в обстановке контрастных движений. К этому же времени относится вспышка вулканизма в Гарце. Во многих районах эта перестройка предварялась относительным и местами абсолютным поднятием в эмсе (Рейнские Сланцевые Горы, пояс Самбра—Мааса). Поднятия были слабыми и в каждом отдельном случае локальными, но их синхронное проявление заставляет отнестись к ним внимательнее и, может быть, рассматривать их как проявление единой фазы движений.

— Этап в промежутке от среднего девона до начала франа (в Гарце до конца девона), отличающийся дифференцированными движениями и пестрой фациальной обстановкой. В Рейнских Сланцевых Горах и Гарце был активный основной вулканизм. В этих же районах имелись отдельные эпизоды поднятия и размыва (меггенский и бранденбергский эпизоды в живете Рейнских Сланцевых Гор, раннебретонский эпизод на границе среднего и позднего девона в Гарце), которые скорее всего представляют события локального значения.

— Этап возобновления преимущественно терригенной седиментации. Он начался не вполне синхронно, но чаще (Арденны, Рейнские Сланцевые Горы) со второй половины франа и продолжался в раннем карбоне (накопление кульма).

— В некоторых районах наблюдается проявление в слабой форме бретонских движений.

* * *

Можно видеть, что на территории Реногерцинской зоны прослеживаются элементы того ритма движений, который был характерен для девона орогенных областей. В основном это касается проявления позднекаледонских движений, которые играли здесь важную роль и как эпоха складчатости, и как граница между крупнейшими этапами развития зоны. В менее прямой и отчетливой форме можно говорить о событиях тельбесской эпохи тектогенеза; они выступают в качестве границы между двумя этапами развития зоны. Благодаря этим двум эпохам в силурийско-девонской истории Реногерцинской зоны обосабливаются те же в хронологическом отношении этапы, что и в орогенной истории каледонид (силур, ранний девон, средний девон), несмотря на разницу в их тектоническом режиме.

Саксотюрингская зона

Северная часть Саксотюрингской зоны занята Северо-Германским поднятием, в пределах которого девонские отложения практически отсутствуют. Их отсутствие частично, по-видимому, является первичным, частично объясняется последующей эрозией и соскальзыванием пород к северу в виде гравитационных покровов (тектоническая эрозия) [Schwab, 1976]. Девонские отложения развиты в более южной части зоны в двух изолированных районах: Саксонии и Тюрингии, с одной стороны, и Северных Вогезах, с другой. Их строение в этих районах не вполне идентично, но их объединяет одинаковое положение на северном борту кристаллических массивов, образующих зону центральных поднятий (Молданубскую и Арверно-Вогезскую). Отложения Саксотюрингской зоны отличаются как от Реногерцинской зоны с ее мощным и полным разрезом девона, так и от зоны Центральных поднятий с отсутствием или сокращенным разрезом девонских осадочных пород и с многочисленными массивами девонских гранитов.

С а к с о н и я и Т ю р и н г и я. Палеозойский геосинклинальный разрез Саксонии и Тюрингии включает отложения ордовика, вверх переходящие в отложения силура, девона и верхнего палеозоя. Отложения силура и девона можно разделить на три толщи, различающиеся условиями накопления и соответствующие основным этапам развития: 1) силур—жедин—зиген, 2) эмс (кобленц) — средний девон, 3) верхний девон.

В течение первого этапа за довольно длительный отрезок времени от силура до зигена накопилась непрерывная (это доказывается находками ископаемых) толща отложений мощностью менее 100 м, что свидетельствует о чрезвычайно низких темпах седиментации. Толща сложена граптолитовыми и кремнистыми сланцами, разделяющимися на нижние (лландовери—венлок—часть лудлова) и верхние (даунтон—жедин—зиген) граптолитовые сланцы, между которыми лежит пачка известняков (ортоцеросовый известняк и "океркальк") середины буднянского яруса, т.е. лудлова—даунтона (по эталонной шкале). Венчается разрез граптолитовых сланцев тентакулитовыми известняками зигена—эмса. Такое строение разреза выдерживается на всей площади Саксонии и Тюрингии [Gaertner, 1951; Jaeger, 1962].

Достаточно определенно устанавливается глубоководное происхождение нижних граптолитовых сланцев. Ряд литологических и биофациальных особенностей (повышенное содержание в породах пирита, битуминозность, отсутствие донной фауны и пр.) свидетельствует, кроме того, об их образовании в бассейне со слабой циркуляцией воды и сероводородным заражением [Franke, 1968]. По-видимому, это были условия обширной глубоководной, относительно изолированной впадины, в которую поступало очень мало обломочного материала. Это согласуется с выводом о том, что именно в силуре в Центральной Европе существовал наиболее широкий морской бассейн [Brause, 1970].

Некоторые изменения в этой обстановке произошли в конце лудлова и в "постлудловское" (т.е. даунтонское) время, когда формировались известняки буднянского яруса. Скорость седиментации не возросла, но, по-видимому, имело

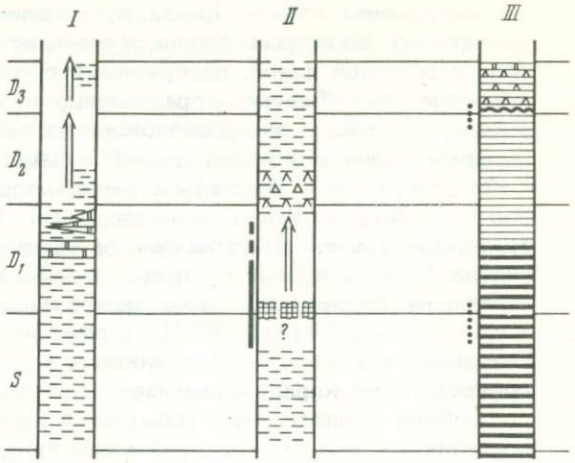


Рис. 10. Диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в Саксо-тюрингской зоне

I — Арморикансий массив (синклинории Брест-Лаваль и Южный Ренн), II — Северные Вогезы, III — Саксония и Тюрингия

Условные обозначения см. на рис. 9

место поднятие до уровня приливно-отливной зоны [Gaertner, 1951]. Если во время накопления верхних граптолитовых сланцев и тентакулитовых известняков и было повторное углубление бассейна (что не вполне ясно), то некоторые изменения оказались все же необратимыми. Появление бентонной фауны в верхних граптолитовых сланцах указывает на нормальную циркуляцию, а тентакулитовые известняки, по заключению Г.А. Гертнера, имеют, вероятно, мелководное происхождение.

Таким образом, несмотря на непрерывный разрез, в лудлове—даунтоне была некоторая перестройка тектонического режима и, вероятно, конседиментационное поднятие. По времени эти события коррелируются с позднекаледонской эпохой тектогенеза и, может быть, являются их слабым выражением (рис. 10).

Следующая по возрасту толща отложений эмса (кобленца) и среднего девона сложена кварцитами и черными глинистыми сланцами, согласно залегающими на отложениях нижней части девона. Ее мощность (300—400 м) свидетельствует о медленном осадконакоплении. Следов орогенических движений за это время нет, в том числе нет указаний на орогенические движения в начале среднего девона.

Фаза поднятия и слабой складчатости была приблизительно на границе среднего и позднего девона перед накоплением следующей по возрасту (верхнедевонской) толщи пород. Эта фаза описывается под названием рёйсской [Gaertner, 1951] и по ней названа соответствующая эпоха тектогенеза. Эти движения датируются началом франа, так как в подошве верхнедевонской толщи выше несогласия залегают отложения середины франского яруса (слои с Manticoceras, т.е. горизонт $I_\beta - I_\gamma$ адорфского яруса местной стратиграфической схемы)[1]. Эти отложения с размывом залегают на разных горизонтах среднего и нижнего девона и местами ордовика. Вместе с тем в отдельных прогибах, главным образом это относится к синклинали Шлейце, эти движения вызвали только погрубение обломочного материала, но не сопровождались перерывом в осадконакоплении.

В верхнем девоне широко развиты основные вулканические породы подводного происхождения (диабазы, кератофиры, шальштейны) в сочетании с подчиненным количеством осадочных терригенных отложений, в основном глинистых сланцев; самые верхние горизонты девона сложены маломощными известняками. Максимальная мощность толщи составляет 1000—1500 м. Она отвечает всему верхнему девону от нижней или средней части франа до верхов фамена. Переход к карбону очень резкий, но без перерыва.

Не наблюдается прямого хронологического соответствия между этапами развития девонских орогенных областей и Саксонии—Тюрингии. Но на фоне разной истории все же намечаются отдельные импульсы движений, которые характерны для обоих групп областей. Во-первых, это относится ко времени позднего лудлова—даунтона, когда приблизительно в хронологических рамках позднекаледонской эпохи произошли поднятие и некоторое изменение тектонического режима или ре-

[1] В Саксонии и Тюрингии франу (без его верхов) примерно соответствует адорфский ярус, подразделяемый на несколько горизонтов — I_α, I_β, I_γ, I_σ.

жима осадконакопления. Правда, это заключение основано на совокупности косвенных данных. Во-вторых, вполне достоверное поднятие и слабая складчатость связаны с рёйсской фазой, послужившей прототипом рейсской эпохи. Эта фаза в масштабе Саксо-Тюрингии представляет не второстепенный эпизод, а достаточно важное событие — она расположена на границе двух этапов развития области (средний девон и поздний девон) с заметно разным тектоническим режимом.

В Северных Вогезах развиты породы ордовика—силура и девона. Ордовик и силур сложены мелководными терригенными отложениями, вверху заканчивающимися известняками и обломочными континентальными породами силура. Верхи силура и почти весь нижний девон из разреза выпадают. Девонские отложения начинаются с самых верхов нижнего отдела и включают средний девон и фран [Eller, Sittler, 1974]. Девонские породы обладают пестрым составом. Они сложены в основном вулканитами, выше — сланцами, песчаниками дельтового происхождения, коралловыми известняками, флишем.

Наиболее существенным событием в девонской истории Северных Вогез было поднятие в конце силура, отражающее движения позднекаледонской эпохи тектогенеза. Указанные выше авторы приводят косвенные указания о том, что поднятие сопровождалось довольно значительными деформациями. Есть, однако, и прямые свидетельства активных процессов того времени. Это —радиометрический возраст ряда массивов гранитов и гнейсо-гранитов в Средних и Южных Вогезах — на территории, расположенной сразу же к югу от рассматриваемой площади и описываемой в составе Арверно-Вогезской зоны в одном из следующих разделов работы.

Центрально-Арморикансκая зона

В раннем палеозое—силуре и девоне территория Центрально-Арморикансκой зоны представляла относительно приподнятый массив (по сравнению с прогибами Реногерцинской зоны) с относительно медленным и в основном мелководным (не глубже неритовой зоны) осадконакоплением [Cogné, 1974; Babin e.a., 1968, 1972]. Можно сказать, что собственно-палеозойский цикл развития зоны начался в раннем ордовике с трансгрессии, перекрывшей бóльшую часть массива. В этом отношении история Центрально-Арморикансκой зоны напоминает раннепалеозойскую историю Саксонии и Тюрингии. Для ордовика и силура, а затем и девона характерна пестрая палеофациальная обстановка. Все движения до девона не выходили за рамки эпейрогенеза; за исключением небольших стратиграфических перерывов породы лежат согласно.

Проявление позднекаледонских движений в большинстве районов зоны не ощущается. Переход от силурийских отложений к девонским по большей части постепенный, и граница между системами проходит внутри монотонной толщи глинистых сланцев и кварцитов, в которой имеется фауна лудлова вплоть до верхнего лудлова (до зоны 36 Monograptus ultimus включительно в некоторых разрезах Бретани) и затем нижнего девона (чаще всего зигена). Такого типа соотношения характерны для Нормандии и Срединного синклинория, т.е. для синклинориев Брест—Лаваль, Мене—Бельер и Южный Ренн [Péneau, 1962; Cogné, 1974; Babin e. a., 1968, 1972]. Только на территории в промежутке между Нормандией и Срединным синклинорием девонские отложения лежат с несогласием в основании, которое объясняется продвижением раннедевонской трансгрессии на площадь, ранее не покрывавшуюся морем.

На Арморикансκом массиве нигде нет полного разреза девона. Представление о последовательности девонских отложений и их мощности складывается из разрозненных выходов, что в условиях сильной позднепалеозойской тектонической переработки не всегда может быть выполнено с необходимой точностью.

В целом девон представляет время постепенного сокращения морского бассейна и поднятия, на фоне которого происходили отдельные осложняющие колебания второго порядка, сопровождающиеся частными трансгрессиями и регрессиями. Отложения девона мелководные, в небольшом количестве даже континентальные (красноцветы нижнего и среднего девона), отличаются пестрым распре-

делением фаций. Преобладают терригенные породы, но на некоторых уровнях (особенно в зигене) широкое развитие получают карбонатные породы. Суммарная мощность отложений оценивается больше 1000 м.

Начиная с эмса происходит заметное сокращение морского бассейна, а средний девон — наиболее регрессивная эпоха. Его выделяют как время проявления "эпейрогенической подвижности" [Babin e.a., 1972]. Эйфельские отложения достоверно устанавливаются редко, живетские отложения практически полностью отсутствуют.

С точки зрения корреляции с орогенными областями девонская история Центрально-Арморикансной зоны мало интересна (см. рис. 10). В ней нет четких реперов, которые могли бы быть сопоставлены с эпохами тектогенеза. Поднятие и регрессия среднего девона, вернее ее начало (эмс—эйфель), совпадают по времени с тельбесской эпохой тектогенеза, но эта волна поднятий была длительной, ее трудно дифференцировать; максимум же поднятия приходится не на эмс—эйфель, а на живет.

Пояс центральных поднятий (Молданубская в широком смысле и Вандейско-Севеннская зоны)

С точки зрения истории движений в девоне территория Молданубской зоны, рассматривая ее широко, т.е. в составе Богемского массива и Арверно-Вогезского "ядра", и прилегающая к ней на юго-западе полоса Вандейско-Севенской зоны представляют приподнятую ось в геосинклинальной области, или пояс массивов. В их пределах в девоне шли интенсивные тектонические и магматические процессы, но осадконакопление отсутствовало или было незначительным. В настоящее время девонские супракрустальные породы известны в Центральной Богемии (Баррандов, или Пражский, синклинорий), небольших по площади выходах у южного края Вогез, северо-восточной части Центрального массива (синклинали Морван и Луара), на севере (синклинали Анжер и Ансени) и отчасти на юге (Вандея) описываемого пояса в Арморикансном массиве. Эти отложения дают мало информации о девонской истории. Более интересная информация содержится в радиометрических датировках гранитоидных пород, среди которых, как показывают работы последних лет, в ряде районов широко представлены граниты девонского возраста.

Богемский массив. В Баррандовом синклинории Богемского массива имеется полная последовательность отложений нижнего палеозоя, силура и девона до живета включительно. Ордовикские и силурийские отложения "баррандова палеозоя" аналогичны одновозрастным отложениям Саксонии и Тюрингии; силурийские отложения (лландовери и венлок) сложены глинистыми сланцами небольшой мощности с граптолитами. Сходство ордовикских и силурийских отложений Богемского массива и Саксо-Тюрингии согласуется с мнением о существовании до силура включительно единого элемента — "Саксобогемии" [Brause, 1970].

В лудлове (буднянском веке чешской схемы) обстановка изменилась. В более стабильных условиях началось формирование толщи мелководных (рифовых, органогенно-обломочных) известняков с одной-двумя пачками (в низах эйфеля) глинистых сланцев. Толща включает отложения от лудлова до эйфеля и имеет мощность 300—400 м. Разрез венчается флишоидными (песчано-глинистыми) отложениями живета мощностью 100—200 м [Chlupáč, 1962]. Данный тип разреза свидетельствует о спокойном тектоническом режиме массива в раннем — среднем девоне.

Толща лудлова — среднего девона в основном однообразная и непрерывная, если не считать двух совершенно второстепенных локальных перерывов внутри отложений злиховского яруса (эмс) и в нижней части живета. Но в конце буднянского века, т.е. приблизительно в даунтоне, в баррандовой области устанавливается наиболее значительный для силура и девона эпизод эпейрогенических движений ("неспокойствия" — Unruhe). Эти движения в бассейне седиментации на

территории Баррандова синклинория не вызвали перерыва в осадконакоплении, но, по-видимому, сопровождались крупными палеогеографическими изменениями в более обширной области, приведшими к повышенному привносу материала и связанной с этим радикальной перестройке фауны с исчезновением сотен видов [Horny, 1962]. Этот эпизод по времени полностью вписывается в события позднекаледонской эпохи тектогенеза (рис. 11).

В Средних и Южных Вогезах девонские отложения отсутствуют; эта территория, судя по всему, испытывала в девоне в основном поднятие. В Южных Вогезах узкая полоса девонских глинистых сланцев, расслоенных несколькими горизонтами туфов, протягивающаяся вблизи г. Бельфорта, намечает положение Морвано-Вогезского прогиба [Eller, Sittler, 1974]; но эти породы также мало информативны для реконструкции истории движений.

Более определенные сведения о тектонической и главным образом магматической активности в девоне дают цифры радиометрического возраста по Rb/Sr методу [Hameurt, Vidal, 1973]. Кроме верхнепалеозойских гранитов, по радиометрическим данным, здесь выделяются граниты и гранито-гнейсы конца силура — начала девона, для которых получены цифры 395 ± 18 млн. лет. К ним относятся так называемые граниты основания (granite Fondamental) и ряд массивов гранито-гнейсов. Все они расположены в Средней зоне Вогез. Следует обратить внимание на то, что возраст становления этих пород согласуется с предполагаемым по другим данным возрастом поднятия и, возможно, деформации в конце силура—начале девона в Северных Вогезах, о которых говорилось в разделе, посвященном описанию Саксотюрингской зоны. И то и другое служит указанием на проявление на территории Вогез позднекаледонского тектогенеза, выраженного в форме поднятия и деформации (?) в относительно опущенной краевой (северной) зоне массива (которая в более спокойные эпохи перекрывалась морем) и в форме гранитоидного интрузивного магматизма в его центральной части.

Центральный массив. Как уже говорилось, территория Центрального массива (без Черной Горы) рассматривается здесь целиком, включая арвернское ядро, Рутено-Лимузэнскую и Севеннскую единицы. Девонские отложения в Центральном массиве известны в синклиналях Морван и Луара, где они представлены толщей живета и верхнего девона в фации кульма с основными вулканитами. Они трансгрессивно залегают на эродированной поверхности метаморфических пород, а вверху переходят в отложения нижнего карбона, слагая, таким образом, базальную часть девонско-каменноугольной серии [Chenevoy, 1974]. Этих данных мало, чтобы проводить сопоставление движений данного района с движениями в каледонских складчатых областях.

Более представительная картина получается опять-таки при анализе результатов радиометрического датирования гранитов и метаморфических пород [Chenevoy, 1974; Vialette, 1973]. Эти данные показывают, что магматические процессы позднекаледонской эпохи, выраженные в становлении гранитных массивов и в метаморфических преобразованиях, играли большую роль в истории формирования Центрального массива. В настоящее время доказан (Rb/Sr методом) позднекаледонский возраст (в интервале от 410 ± до 385 ± млн. лет) нескольких гранитных массивов разного размера, развитых главным образом в юго-восточной части Центрального массива. Ряд гранитов расположен в пределах собственно-арвернского ядра: граниты Юсель (Ussel) с возрастом 395 млн. лет и Велэ (Velay) с возрастом 385 млн. лет (последний из указанных массивов—гетерогенный и в нем, кроме "позднекаледонских", имеются породы и другого возраста). Но крупные интрузии биотитовых гранитов рассматриваемого возраста имеются также в пределах Рутэно-Лимузэнской и Севеннской единиц. Их радиометрический возраст, интерпретируемый как время внедрения, оценивается в 410—401 млн. лет (массивы Маржерид — Margeride, Эгональ — Aigonal и др.). Кроме того, этот же возраст (390—400 млн. лет) Rb/Sr методом по всей породе получен для кристаллических слюдяных сланцев и гнейсов Лимузэна и Руэрга, что указывает на широкое развитие позднекаледонских метаморфических процессов.

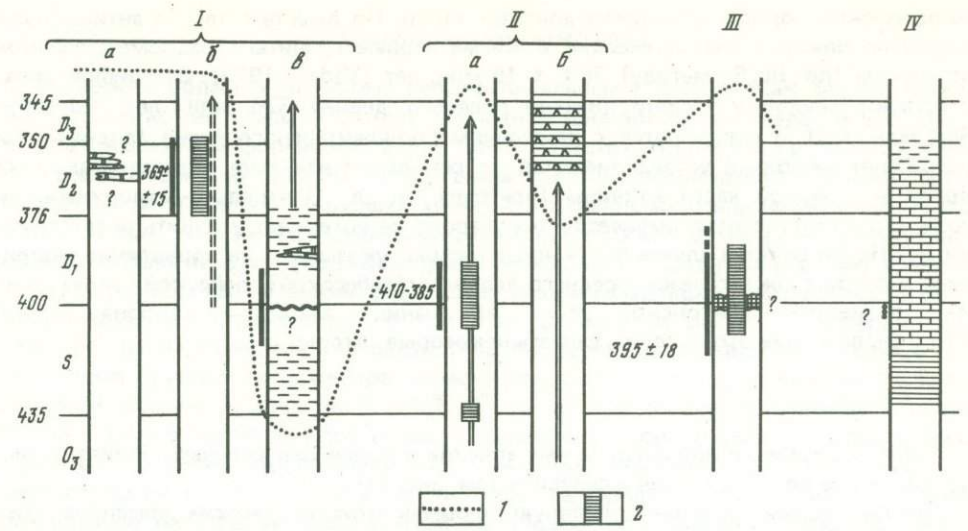


Рис. 11. Диаграмма последовательности событий среднего палеозоя в поясе центральных поднятий

1 — граница между южным (внизу) и северным (вверху) типами разреза: 2 — эпохи гранитообразования, анатексиса, метаморфизма (цифры — радиометрический возраст)

I — Арморикансний массив: *а* — Западно-Вандейская единица, *б* — антиклиналь Корнуайе, *в* — единица Лижерьен (синклинали Анжер и Ансени), II — Центральный Французский массив: *а* — Арвернское ядро, Рутено-Лимузен, Севеннская зона, *б* — синклинали Морван и Луара, III — Средние и Южные Вогезы, IV — Богемский массив (Баррандов синклинорий)

Остальные условные обозначения см. на рис. 9

Поскольку в Центральном массиве широко распространены также позднепалеозойские граниты и метаморфические породы с возрастом от 350—330 млн. лет и моложе и изредка встречаются также более древние палеозойские граниты с возрастом 530—480 млн. лет (и один небольшой "таконский" гранит с возрастом 430 млн. лет), то очевидна сложная, полифазная история магматизма и метаморфизма. Сейчас она находится еще в стадии изучения, но с уверенностью можно сказать, что видное место занимают в ней магматизм и метаморфизм позднекаледонской эпохи тектогенеза.

Арморикансний массив (тектонические единицы Лижерьен, Корнуайе, Западно-Вандейская). Данные об истории девонских движений здесь скудные. Девонские отложения развиты на небольшой площади. Нижний девон—эйфель присутствуют в синклиналях Анжер и Ансени у северо-восточного края единицы Лижерьен и, кроме того, разрозненные выходы рифовых известняков живетского возраста, не имеющие стратиграфических контактов, известны в Южной Вандее на крайнем юге Арморикансного массива.

Разрез силура—девона в синклиналях Анжер и Ансени резко отличается от разрезов более северных частей массива (Центрально-Арморикансной зоны и др.) тем, что здесь силурийские и девонские отложения разделены перерывом, обусловленным поднятием и размывом в силуре—начале девона. Стратиграфическая амплитуда перерыва не позволяет определить точный возраст движений — ниже поверхности перерыва лежат породы лландовери (Ансени) и венлока (Анжер), основание трансгрессивной серии девона сложено отложениями эмса и местами зигена [Péneau, 1962]. Возможный возраст движений заключен, таким образом, в интервале между венлоком и зигеном, т.е. он несколько шире интервала движений позднекаледонской эпохи. Вышележащие отложения девона принципиально не отличаются от одновозрастных отложений Центрально-Арморикансной зоны, и, подобно последним, мало что дают для реконструкции истории движений.

Остальная часть описываемой площади лишена девонских отложений (не считая разрозненных выходов известняков в Южной Вандее). В отличие от Центрального массива и Средних Вогез здесь не обнаружены пока магматические и мета-

морфические породы позднекаледонской эпохи. Но вместе с тем, в антиклинали Корнуайе описаны анатектические и мигматитовые граниты с радиометрическим возрастом (по Rb/Sr методу) 369 ± 15 млн. лет [Vidal, 1973]. Эти цифры соответствуют среднему девону (начало среднего девона 376 млн. лет, конец — 360 млн. лет) и согласуются с движениями положительного знака (поднятие и регрессия), которые устанавливаются на основании изучения разреза осадочных пород в северной части единицы Лижерьен и в Центрально-Арморикансной зоне. Отсутствие стратиграфического контроля не позволяет уточнить возраст гранитов. Но во всяком случае полученные цифры указывают на проявление анатексиса в связи с тектогенезом среднего девона (тельбесской? рейсской? эпох), а не как активность бретонской эпохи на границе девона и карбона (около 345 млн. лет), как это склонны считать некоторые авторы.

* * *

Таким образом, в продольном направлении в поясе центральных поднятий выделяются две полосы: южная и северная (см. рис. 11).

Южная полоса включает основную площадь кристаллических массивов (без небольших по размерам северных частей этих массивов, которые принадлежат северной полосе). Девонские отложения здесь отсутствуют, и, по-видимому, совсем или почти не накапливались. Напротив, на этой площади широко были развиты процессы гранитизации и метаморфизма. Именно эта полоса характерна для пояса центральных поднятий и позволяет выделять его как кристаллическую ось между северной и южной ветвями европейских варисцид. По имеющимся на сегодняшний день данным, в этой полосе в пределах Центрального массива и Средних Вогез устанавливается эпоха мощного гранитоидного магматизма и метаморфизма в конце силура — начале девона, уверенно коррелирующаяся с позднекаледонской эпохой тектогенеза. Эта эпоха была важнейшей в доварисской (т.е. допозднепалеозойской) истории названных структур. В Арморикансном массиве, как говорилось выше, граниты и метаморфизм позднекаледонской эпохи неизвестны, но имеются данные об активности процессов анатексиса в середине девона. В Богемском массиве гранитизация и метаморфизм девонского возраста не отмечаются.

К северной полосе относятся северные части описываемых массивов: Богемского (район Баррандова синклинория), Центрального (район синклинориев Морван и Луара), единицы Лижерьен Арморикансного массива (район синклиналей Анжер и Ансени). В этих тектонических элементах имеются фрагменты отложений силура и девона или только девона; в Богемском массиве разрез наиболее полный. Девонский гранитоидный магматизм в северной полосе отсутствует. Эта полоса представляла собой в девоне промежуточную ступень между тектонически и магматически очень активной геоантиклинальной южной полосой (воздымание, гранитизация, метаморфизм) и значительно более пассивными прогибами Саксотюрингской и Центрально-Арморикансной зон с относительно более полными, но также маломощными разрезами девона. Возможно, к северной полосе следовало бы отнести также Северные Вогезы, включение которых в Саксотюрингскую зону для девона имеет чисто условный характер. И вообще следует заметить, что трудно однозначно провести границу между Саксотюрингской и Центрально-Арморикансной зонами, с одной стороны, и поясом центральных поднятий, с другой, основываясь на истории девонского периода.

В северной полосе, исходя из строения разреза, можно наметить лишь уровень, соответствующий позднекаледонской эпохе, но и то не очень определенно (даунтонские движения в Богемском массиве, движения в интервале между венлоком и зигеном в тектонической единице Лижерьен).

В варисских областях активные геосинклинальные процессы как бы подавляли орогенические импульсы. Поэтому последние проявились не везде и в среднем в менее эффектной форме, чем в орогенных областях. Но все-таки во многих зонах с рассматриваемыми эпохами тектогенеза связаны значительные события: фазы складчатости и поднятия; рубежи между естественными этапами развития тектонических зон, выраженные изменением тектонического режима и соответствующей сменой литологии и распределения фаций и мощности; фазы (или эпохи) гранитизации и регионального метаморфизма. С позднекаледонской эпохой тектогенеза коррелируются складчатость и поднятие во многих районах Реногерцинской зоны (Арденны, Рейнские Сланцевые Горы) и, вероятно, в Северных Вогезах, а также время становления гранитов и метаморфических пород в Центральном Французском массиве и Средних Вогезах. С тельбесской эпохой тектогенеза коррелируется прежде всего существенное изменение тектонического режима в Реногерцинской зоне (дифференциация бассейна седиментации, начавшаяся в начале эйфеля и пришедшая на смену более однородному прогибанию и осадконакоплению раннего девона). С этой же эпохой, по-видимому, связано также становление анатектических гранитов в антиклинали Корнуайе Арморикансного массива. Рёйсская эпоха тектогенеза проявлена, как и в большинстве случаев, слабее — в виде отдельных эпизодов поднятия и местами слабой складчатости. Подчеркнем еще раз, что указанные рубежи, сопоставляемые с эпохами тектогенеза, являются не второстепенными, случайно выбранными событиями, а границами первого порядка в силурийско-девонской истории развития европейских варисцид, в особенности Реногерцинской зоны и пояса центральных поднятий.

К сказанному можно добавить, что движения, коррелирующиеся с рассматриваемыми эпохами тектогенеза, имеются во многих других варисских и более молодых областях земного шара. Как значительные события они выделяются на Урале, в истории развития которого важную роль сыграли движения тельбесской эпохи в конце раннего девона — начале эйфеля, сформировавшие так называемое предэйфельское несогласие и толщи коррелятных отложений [Лучинин, 1972; Пронин, 1971; Смирнов, 1971], в Джунгаро-Балхашской системе, на Алтае, на обширных пространствах Северо-Американского континента — в Скалистых горах США и Канады и в Кордильерах, где широко распространены как "преддевонское", так и эйфельское (кламатское) несогласия [Boucot e.a., 1974; Gussow, 1960], свидетельствующие об интенсивных тектонических процессах позднекаледонской и тельбесской эпох тектогенеза, и во многих других областях [Пронин, 1969б].

Древние платформы

Учитывая, что история движений на древних платформах в среднем палеозое была рассмотрена в специальной работе автора [Ю.Г. Леонов, 1976б], здесь можно ограничиться краткими замечаниями.

С точки зрения истории преддевонских и девонских движений древние платформы распадаются на две группы. К одной — северной группе платформ — относятся платформы Лавразии (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская), а также северная часть Африкано-Аравийской и, по-видимому, северо-западная часть Индостанской. Девонская история этих платформ во многом созвучна орогенным процессам в каледонских складчатых областях. Иначе обстоит дело с платформами другой, южной группы, по которым либо почти нет данных для палеотектонических реконструкций (Южная Африка, в какой-то мере Индостан, в значительной степени Австралия), либо устанавливается другой тип развития (Южно-Американская платформа и отчасти, возможно, Австралийская). В такой ситуации корреляция и выявление общих закономерностей девонских движений возможны в основном для платформ северной группы.

Рассматривая платформы северной группы, следует иметь в виду, что история движений в них устанавливается главным образом на материале плит, или точнее, тех частей плит, в пределах которых имеются отложения девона. Вопрос о движениях на щитах в целом остается открытым, но в то же время нет оснований полагать, что последовательность этапов в них была принципиально другой. Поэтому данные по плитам в общей форме предположительно экстраполируются на щиты или (на Сибирской платформе) на области отсутствия девонских отложений. Для Балтийского щита следует скорее говорить даже не об экстраполяции, а об интерполяции, так как он занимает промежуточное положение между орогенным поясом Скандинавских каледонид и Русской плитой; на Сибирской платформе выходы девона по площади хоть и невелики, но окружают внутренние районы платформы с разных сторон.

Для всех платформ северной группы с девоном были связаны поднятие и перестройка тектонического плана. На большинстве из них, кроме Сибирской платформы, движения в девоне относятся к событиям высшего, так сказать, ранга, выделяясь в качестве одного из двух-трех наиболее важных рубежей в истории формирования платформенного чехла и определяя границы крупных ее этапов. Возможно, что движения девона не меньшую роль играли на Сибирской платформе, но для нее определить это труднее из-за ограниченного распространения силурийских и девонских отложений, связанного с геократическим стилем развития Сибирской платформы в среднем палеозое вообще. Тем не менее поднятие (или усиление непрерывно продолжавшегося поднятия) в девоне выделяется и здесь.

Остановимся вкратце на последовательности главных событий на описываемых платформах (рис. 12).

На Северо-Американской платформе девонская история расчленяется на два естественных этапа (в основном для территории Мидконтинента и юга Великих Равнин): ранний—средний девон (включая верхи лудлова) и поздний девон. Первый этап был временем активизации движений, поднятия, размыва, перестройки тектонического плана и даже небольшой деформации пород. Поздний девон характеризовался спокойными тектоническими условиями и морским осадконакоплением; восходящие движения в позднем девоне прекратились. Такое разделение в целом хорошо сопоставляется с последовательностью движений в орогенных областях девона (в каледонидах), для большинства которых также типичен интенсивный орогенез в раннем — среднем девоне с последующим спадом орогенной активности.

Выделяются отдельные эпизоды усиления и ослабления подвижности, зафиксированные в трансгрессиях и регрессиях моря и несогласиях (обычно перерывах, но иногда и со слабым угловым несогласием) [Ham, Wilson, 1967; Sloss, 1963]. Наиболее значительные из них приурочены к границам указанных этапов. Во-первых, — это преддевонская фаза поднятия, с которой начался первый этап. Она отмечена перерывом и местами слабым угловым несогласием. Перерыв прослеживается везде на территории США (где есть отложения девона, которые, правда, распространены ограниченно на юге платформы) и в Канаде как на территории собственно платформы, так и во фронтальной части Скалистых Гор [Gussow, 1960]. Эта фаза по времени проявления хорошо вписывается в позднекаледонскую эпоху тектогенеза. Во-вторых, должно быть отмечено региональное поднятие перед поздним девоном или в его самом начале. Соответствующее ему несогласие наблюдается на бортах и изредка в центральных частях синеклиз и на многих положительных структурах. Это поднятие по масштабу проявления может рассматриваться как региональная фаза, входящая в состав рейсской эпохи тектогенеза. Кроме того, несогласие в подошве эйфельских слоев, имеющее региональное распространение, дало повод выделять фазы движений перед эйфелем, т.е. на уровне тельбесской эпохи [Ham, Wilson, 1967]. Более внимательный анализ показывает, однако, что этот вывод преувеличен, так как несогласие в подошве эйфеля в большей степени обусловлено не самостоятельной фазой поднятия, а последовательным развитием трансгрессии после длительного этапа поднятия в раннем девона.

На Восточно-Европейской платформе также выделяются два этапа: а) поднятия и размыва (верхняя часть силура, ранний девон и значительная часть эйфеля) и б) погружения и морской трансгрессии, с которого началось формирование основной части чехла Русской плиты (поздний эйфель, живет, поздний девон).

Начало первого этапа датируется концом силура: эвапориты в верхних горизонтах силура, имеющиеся местами, по-видимому, указывают на поднятие и регрессию этого времени. Эти события сопоставляются с началом орогенеза в каледонидах и с позднекаледонской тектонической эпохой. Кроме этого рубежа, хорошо выделяется также время, переходное от среднего к позднему девону (конец живета—первая половина франа), отмеченное активным формированием грабенов и связанным с ними вулканизмом. Это был крупнейший импульс рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе, уступающий по интенсивности движений лишь аналогичному импульсу в рифее [Валеев и др., 1969; Мирчинк, Мкртчян, 1976]. По времени этот импульс соответствует рёйсской эпохе тектогенеза.

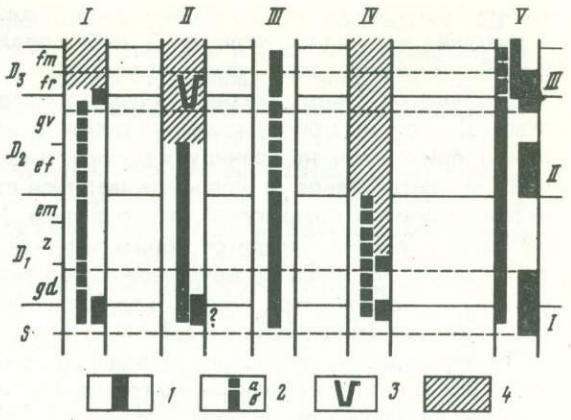


Рис. 12. Диаграмма последовательности событий конца силура—девона на северных платформах в сопоставлении с движениями в каледонидах (орогенных областях; см. также рис. 6)

I — Северо-Американская платформа (плита Мидконтинента), II — Восточно-Европейская платформа (Русская плита), III — Сибирская платформа (краевые части), IV — Африкано-Аравийская платформа (Сахарская плита), V — каледониды (сводная диаграмма)

1 — фазы поднятия, размыва, местами слабых деформаций; *2* — геократические этапы (*а* — всеобщее поднятие и размыв, практически без осадконакопления, *б* — поднятие с частично сохранявшимися морскими условиями и осадконакоплением); *3* — эпоха формирования грабенов и основного—ультраосновного магматизма на Восточно-Европейской платформе; *4* — этапы опускания и трансгрессии; на сводной диаграмме (V) те же знаки обозначают: *1* — эпохи тектогенеза (I — позднекаледонская, II — тельбесская, III — рёйсская), *2* — этапы орогенеза

На Сибирской платформе на фоне ее геократического режима, выражавшегося в поднятии с отдельными трансгрессиями моря и накоплением отложений преимущественно в периферических районах платформы, не очень четко выделяются два рубежа. Один из них представлен первыми признаками регрессии, которые установлены для даунтона. Соответствующие отложения развиты только на небольшой площади на северо-западе платформы, поэтому трудно судить в какой мере регрессия была свойственна платформе в целом. Но значение движений этого времени подчеркивается данными по Северной Земле, территория которой представляла в девоне часть Сибирской платформы [Погребицкий, 1971]. Здесь имеется перерыв на границе силурийских и девонских пород и местами, возможно, угловое несогласие. Второй эпизод подвижек фиксируется в конце эмса — начале эйфеля (на уровне тельбесской эпохи), однако и его значение остается неизвестным: между отложениями эмса и эйфеля наблюдается перерыв, но сами эти отложения имеют ограниченное распространение.

На Сахарской плите девонская история делится на два этапа: для первого (жедин в северных районах Сахары, ранний девон на юге Сахары) характерна тенденция к поднятию (несогласия, выпадение частей разреза, регрессивные фации), для второго — опускание и накопление морских отложений в условиях трансгрессии (с зигена или среднего девона до турне). Геократический режим раннего девона согласуется с историей развития орогенных областей девона, но выделить фазы движений, соответствующих эпохам тектогенеза, здесь не удается,

кроме поднятия в конце силура — начале жедина. Поднятие отмечено перерывом в подошве жединских отложений либо появлением на этом уровне регрессивных фаций. Значение этой фазы поднятия, соответствующей позднекаледонской эпохе, подчеркивается ее совпадением с началом раннедевонского геократического этапа. Другой, еще более заметный рубеж в истории становления чехла Сахарской плиты приходится на границу жедина и зигена. В это время произошло короткое, но интенсивное и сопровождавшееся структурной перестройкой поднятие, зафиксированное предзигенским перерывом [Геология . . . , 1973]. Эта региональная фаза поднятия находится вблизи верхней границы позднекаледонской эпохи тектогенеза, и лишь условно можно, по-видимому, решать, является ли она составной частью этой эпохи или представляет независимое от нее событие — региональную особенность Сахарской Африки.

Таким образом, несмотря на большую стабильность платформ и как следствие этого более вялую их реакцию на тектонические импульсы, а также недостаточное количество данных по многим платформам, на северных платформах наблюдается проявление движений, коррелирующихся с эпохами тектогенеза. Лучше всего это заметно для позднекаледонской эпохи. Она зафиксирована региональными фазами поднятия в конце силура — начале девона на Северо-Американской и Африкано-Аравийской платформах. На Сибирской и Восточно-Европейской платформах ей соответствуют менее четко выраженные признаки воздымания, которые могут знаменовать собой и региональные фазы поднятия, и локальные эпизоды, хотя более вероятным представляется первое. Определенных указаний на движения тельбесской эпохи тектогенеза, очевидно, нет (кроме перерыва на границе эмса и эйфеля на Сибирской платформе), но некоторое изменение тектонического режима в это время было на ряде платформ (см. рис. 12). На уровне рёйсской эпохи на некоторых платформах наблюдается кульминация активности: фаза поднятия на Северо-Американской платформе, фаза рифтогенеза и сопровождавшего его вулканизма — на Восточно-Европейской. Все это свидетельствует о том, что эпохи тектогенеза находили отражение и в движениях на древних платформах. Они проявлялись здесь в соответствии со спецификой платформенного тектонического режима и региональными особенностями каждой платформы.

Заключение

Рассмотренные эпохи тектогенеза, в особенности две первые из них, выделяются в орогенных областях (каледонидах, включая наиболее поздние каледониды), варисских геосинклиналях, рассмотренных на примере Центральной и Западной Европы, на многих древних платформах, т.е. в большинстве основных геоструктурных элементов рассматриваемого времени (в пределах современных континентов). Выделенные в этих элементах эпохи тектогенеза представляют сложные события, соответствующие длительным (10—15 млн. лет по той оценке, которая возможна в настоящее время) этапам общей кульминации эндогенной тектонической активности — тектонической деформации разной интенсивности и типа, поднятия, магматизма, вулканизма, метаморфизма. Конкретная форма выражения этой кульминации активности меняется от места к месту в зависимости от тектонического режима и других особенностей тех областей, в которых они прослеживаются: по-одному они выражены в орогенных областях, по-другому — в геосинклиналях и по-третьему — на платформах. Иначе говоря, рассматриваемые импульсы более общего характера (эпохи тектогенеза) интерферируют с региональными особенностями, как это и следует ожидать в соответствии со сказанным в главе первой. В орогенных областях они действуют в унисон и поэтому приводят к наиболее наглядному эффекту. В геосинклинальных областях их действие, наоборот, направлено в основном против геосинклинальных тенденций к погружению. Кроме того, для геосинклинальных областей типичен интенсивный режим

"собственных" движений, поэтому орогенические импульсы проявляются там в виде менее ярких и обычно более коротких эпизодов и фаз, хотя гранитизация и метаморфизм, обнаруживающиеся в геоантиклинальных зонах внутри геосинклинальных областей (как это можно было видеть на примере пояса центральных поднятий в Европе), свидетельствуют и в этом случае об интенсивности происходящих во время эпох тектогенеза глубинных процессов. Платформенные области обладают большей устойчивостью, чем орогенные и геосинклинальные. В связи с этим эпохи тектогенеза выражены в них менее активными движениями и часто более "размазаны" во времени. Но в целом все указанные проявления увязываются в гармоническую и единую с хронологической точки зрения картину. С пространственной точки зрения они распределены в самых различных частях земного шара, показывая взаимосвязанное проявление тектонической активности во время эпох тектогенеза в глобальном масштабе. В соответствии с принципом определения глобальности, сформулированным в главе первой, эпохи тектогенеза, несомненно, должны рассматриваться как события глобального характера.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНЫХ ФОРМ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

КОРРЕЛЯЦИЯ СТАДИЙ И ЭТАПОВ ДЕФОРМАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Метод

Проблема корреляции деформаций складчатых систем включает внутреннюю и внешнюю задачи.

Внутренняя задача заключается в корреляции деформаций внутри одной складчатой системы. В любой складчатой системе распространено много типов структурных форм. Для корреляции деформаций необходимо получить ответы на такие вопросы: 1) одновременно или в разное время возникли разные типы структурных форм, развитые в складчатой системе? 2) одновременно или в разное время возникли структурные формы одного типа, имеющие разную ориентировку? В конечном итоге необходимо выяснить общую последовательность и время деформаций в складчатой системе и установить различия в последовательности деформаций для ее разных частей и зон.

Внешняя задача заключается в корреляции деформаций, имевших место в разных складчатых системах и складчатых поясах. В этом случае необходимо получить ответы на такие вопросы: 1) одновременно или в разное время происходили деформации в разных складчатых системах? 2) во время синхронных деформаций в разных складчатых системах формировались структуры одного или разных типов? 3) различной или одинаковой была последовательность деформаций в разных складчатых системах, в чем заключались их различия?

Ответы на некоторые из поставленных вопросов могут быть получены непосредственно в процессе полевой работы при наблюдении соотношений между структурными формами и угловыми несогласиями, применении стратиграфических и радиометрических методов. Для ответа на другие вопросы и решения проблемы в целом необходимо обратиться к методу тектонического анализа деформаций. Эта система анализа основана на исследовании режимов и стилей деформации [Буртман, 1976].

Режим деформации. При деформации геологического объекта (тектонического блока, зоны, складчатой системы и т.п.) происходит изменение его формы. Этот объект испытывает сокращение в одном направлении, которое компенсируется удлинением в другом направлении или в нескольких направлениях. Изменение формы — главный результат деформации объекта, который является показателем режима деформации.

Если подвергнуть сферу объемной деформации, то она трансформируется в трехосный эллипсоид, оси которого — главные оси деформации x, y и z. Деформация тела вдоль большой и малой осей эллипсоида деформации наибольшие, а вдоль третьей оси — наименьшие. Внутреннее строение складчатой системы определяют макроструктуры[1]. При их исследовании целесообразно анализировать плоскую

[1] Среди структурных форм удобно различать в зависимости от размера: микроструктуры, видимые в шлифе или образце; мезоструктуры, видимые в пределах обнажения; макроструктуры, размеры которых таковы, что целиком их можно увидеть при панорамном обзоре с возвышенности или с самолета; мегаструктуры, обозримые лишь с космических аппаратов.

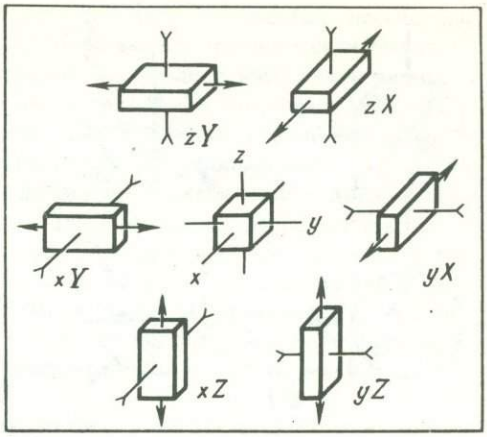


Рис. 13. Деформации куба в шести режимах плоской деформации

деформацию, т.е. пренебрегать результатом деформации вдоль той главной оси деформации, которая была изменена меньше, чем две другие оси. В этом случае в системе координат *xyz* возможны шесть сочетаний наибольшей и наименьшей главных осей деформации. Эти сочетания главных осей определяют шесть режимов плоской деформации. Обозначим оси, испытавшие сокращение в результате деформации, малыми буквами *x, y, z*, а оси, испытавшие удлинение, — прописными *X, Y, Z*. В таких символах шесть режимов плоской деформации могут быть обозначены: *xZ, xY, zY, zX, yX, yZ*. На рис. 13 показана деформация куба, соответствующая этим шести режимам плоской деформации.

Ориентировка главных осей деформации зависит от направления внешних сил. В тектоническом процессе направление одной из сил (земное тяготение) постоянно ориентировано вертикально. Если ось *z* будет параллельна направлению гравитационных сил, то оси *x* и *y* лежат в горизонтальной плоскости. Ориентируем ось *x* параллельно первому горизонтальному сокращению рассматриваемого геологического тела. Тогда ось *y* будет простираться параллельно осям складчатых структур, которые возникли при деформации. Возможности этой системы координат недостаточны. Легко представить себе условия деформации, главные оси которой не будут совпадать с выбранной нами системой координат. Лишь положение вертикальной оси неизменно. Система осей *xy* может в принципе занять бесконечное число положений в пределах горизонтальной плоскости. Сколько же из этих положений осуществимо, т.е. в каких случаях возникнут новые структурные формы, отражающие новое направление внешних сил?

С е т и д е ф о р м а ц и й. Результаты тектонического моделирования наложенных складок [Ghoch, Ramberg, 1968] и изучения сетей разломов в разных регионах позволяют сделать вывод о том, что минимальный угол между осями наложенных складок и минимальный угол между системами разломов, вероятно, близки к 30° [Буртман, 1978]. Это ограничение делает возможным формирование сетей деформаций (разломов и складок) двух типов в зависимости от того, каким путем меняется направление приложения сил — скачкообразно или постепенно.

При скачкообразном изменении направления приложения сил на угол более 30° (и не кратный 30°) максимальное количество систем разломов равно четырем[1] и наибольшее число простираний складок также равно четырем. В рассматриваемом случае сеть разломов и сеть складок имеют одинаковую ориентировку. Вследствие этого насыщенная сеть деформаций состоит из четырех компонентов (направлений), вдоль которых простираются все складки и разломы независимо от того, сколько раз менялось направление приложенных сил (рис. 14). На рис. 14 в качестве элементарной принята система деформаций, состоящая из сдвигов двух направлений и складки продольного сжатия. Можно заменить в этой системе складку взбросом или перпендикулярной к нему структурой растяжения (сбросом, раздвигом) — результат не изменится. В рассмотренных условиях возможно существование двух систем главных осей деформации — первоначальной *xy* и диагональной *x'y'z* [Буртман, 1976]. Обозначим как *x'* ту из осей диагональной системы координат, которая повернута относительно оси *x* по часовой стрелке. Режимы системы *x'y'z* будем обозначать *x'Z, x'Y'* и т.д. В рассмотренном случае осуществимы 12

[1] В принципе, как это следует из простого подсчета, число систем разломов могло бы достигать пяти. Однако системы разломов возникают попарно, вследствие чего формирования пятой системы не происходит.

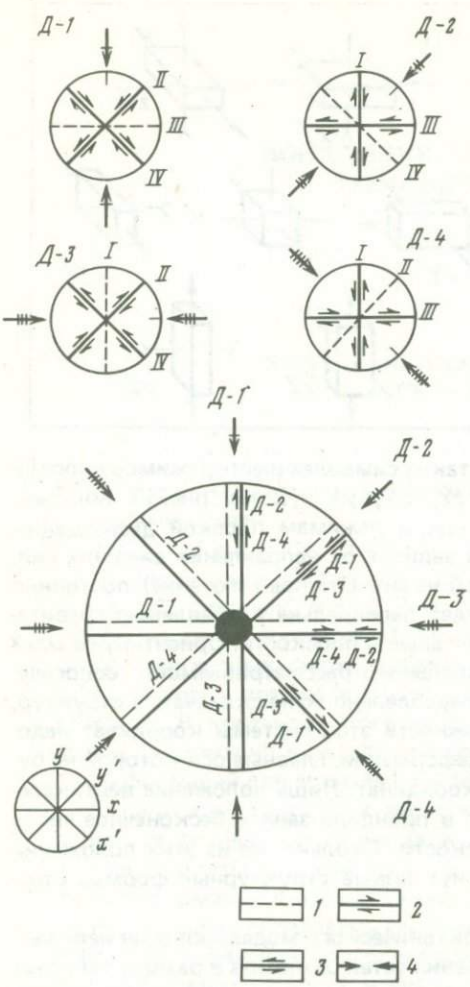


Рис. 14.

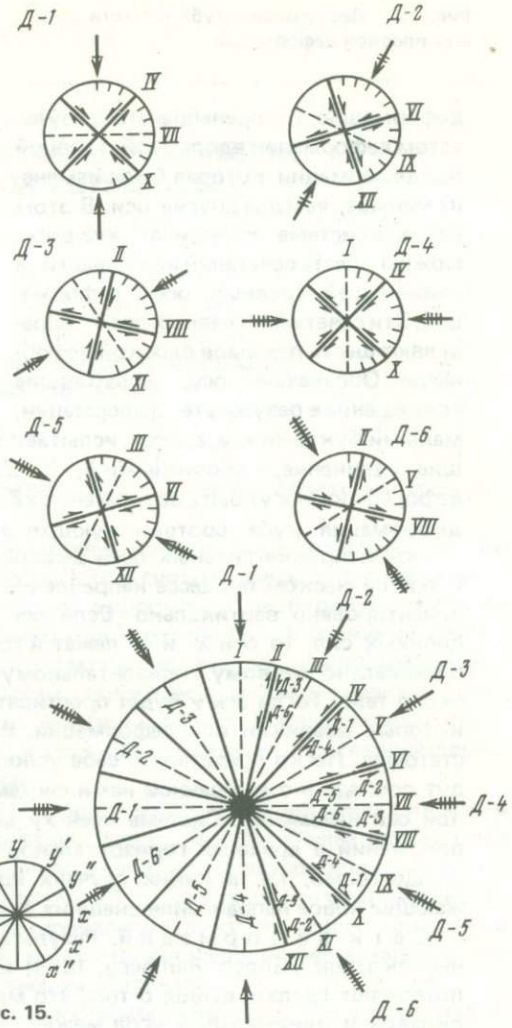


Рис. 15.

Рис. 14. Схема формирования четырехкомпонентной сети деформаций. I—IV — лучи (компоненты) этой сети (I—XII — для рис. 15). На малых диаграммах показаны структуры, формирующиеся на отдельных стадиях деформации. Большая диаграмма — сводная. Внизу слева показана ориентировка системы координат

1 — оси вертикальных складок; *2* — сдвиги правые; *3* — сдвиги левые; *4* — направление главных сжимающих напряжений

Рис. 15. Схема формирования 12-компонентной сети деформаций

Условные обозначения см. на рис. 14

режимов плоской деформации, из них шесть в системе осей *xyz* и шесть в системе $x'y'z$.

Направление приложения сил может постепенно меняться при вращении объекта относительно силового поля или при вращении силового поля. В таком случае может формироваться предельно насыщенная сеть деформаций, которая состоит из шести систем разломов и складок шести направлений. При этом сеть разломов и сеть складок не совпадают. Таким образом, число компонент в сети деформаций в принципе может достигать 12 (рис. 15). При анализе режимов деформации такой сети предпочтительнее пользоваться системой из 18 режимов плоской деформации в системах координат xyz, $x'y'z$, $x''y''z$ (рис. 15).

В разных районах на разных континентах хорошо известны четырехкомпонентные сети разломов. В некоторых регионах описаны шестикомпонентные сети разломов [Буртман и др., 1979; Херасков, 1977; Якубов и др., 1976], которые отвечают

второму из рассмотренных случаев. Эти сети разломов полностью насыщены. Вместе с тем автору не известно описание полностью насыщенной сети складок. Такое положение объяснимо. На рис. 14 видно, что полное насыщение четырехкомпонентной сети деформаций разломами наступает уже на второй стадии деформации, а насыщение складками произойдет лишь после четырех стадий деформации с разной ориентировкой сил. При 12-компонентной сети деформаций ее насыщение разломами происходит на третьей стадии деформации, а складками — должно произойти лишь на шестой стадии (см. рис. 15). Для формирования полностью насыщенной сети складок поле напряжений или деформируемый объект должны испытать вращение на 130—150°. Такое вращение займет значительный интервал времени. Способность коры к пластической деформации, вероятно, оказывается потерянной ранее, чем завершается этот процесс. В то же время способность земной коры к хрупкой деформации (к формированию разломов) возрастает по мере консолидации коры.

Система из 12 режимов плоской деформации оказалась достаточной для анализа истории деформации многих складчатых систем и их сопоставления друг с другом [Буртман, 1976]. В зависимости от детальности исследований будет необходимо обращаться и к системе из 18 режимов плоской деформации, и к анализу объемной деформации.

Анализ режимов деформации имеет следующие достоинства: 1) он универсален; 2) позволяет отвлечься от структурных проявлений деформации, т.е. сравнивать главный результат деформации вне зависимости от того, какими способами этот результат был достигнут; 3) система пространственных координат, в которой проводится анализ, привязана к складчатой системе и деформируется в горизонтальной плоскости совместно с этой складчатой системой. Поэтому полученный результат исключает ошибки за счет изогнутой формы складчатого пояса, за счет последующего вращения блоков земной коры и т.п. В результате анализа режимов деформации нередко удается выяснить, что структурные формы, которые расположены в разных частях складчатой системы и имеют ныне разную ориентировку, принадлежат в действительности одной системе (и возникли в одно время), которая претерпела последующую деформацию.

Стиль деформации. Один и тот же главный результат деформации может быть достигнут разными структурными путями. Например, сокращение площади складчатой системы может произойти вследствие шарьирования или в результате смятия в складки. Структурные формы, которые получили наибольшее развитие в исследуемом геологическом объекте во время рассматриваемой стадии деформации, определяют стиль деформации на этой стадии. При анализе стиля деформации достаточно различать три типа складчатых форм (вертикальные, горизонтальные и лежачие складки) в зависимости от того, в каком направлении изогнуты слои, образующие складку. Вертикальные складки (слои изогнуты в вертикальном направлении) имеют крутые осевые поверхности и пологие шарниры. Горизонтальные складки имеют круто залегающие шарниры и осевые поверхности. У лежачих складок осевые поверхности и шарниры залегают полого. Складки разного типа формируются при разном распределении сил, и для них характерны свои структурные ассоциации. Горизонтальные складки сочетаются со сдвигами, лежачие складки — с шарьяжами и надвигами, вертикальные складки — с разломами всех типов.

Стадии деформации могут быть выделены в тех случаях, когда произошло изменение либо режима, либо стиля деформации. На рис. 16 в качестве примера показан комплекс, испытавший четыре стадии деформации. На стадии Д-1 при режиме деформации xZ возникли лежачие складки. При переходе от стадии Д-1 к стадии Д-2 произошла смена стиля деформации: лежачие складки сменились вертикальными. Режим деформации на стадии Д-2 остался прежним. При переходе от стадии Д-2 к стадии Д-3 изменился режим деформации (yZ на стадии Д-3), а стиль деформации остался прежним. Переход к стадии Д-4 происходит путем смены и режима (xY на стадии Д-4), и стиля деформации.

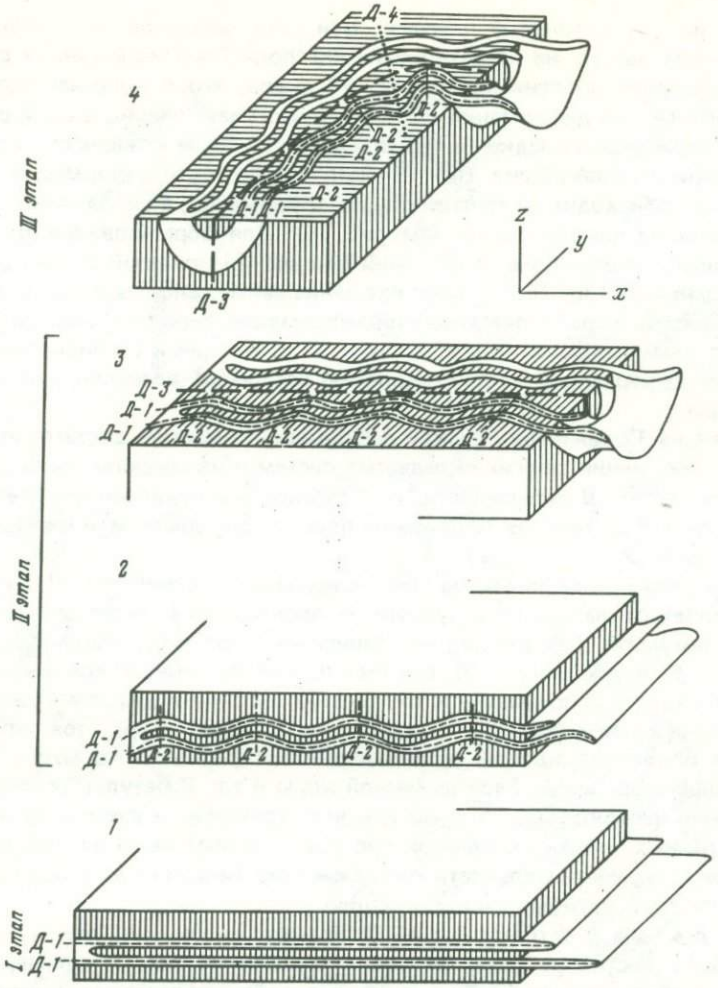


Рис. 16. Схема формирования складчатого комплекса, испытавшего четыре стадии деформации

Изменение режима и стиля могут происходить постепенно или с перерывом в деформации. Нередки случаи, когда после такого перерыва, установленного стратиграфическим методом, деформация возобновлялась в прежних режиме и стиле. В этом случае можно говорить о нескольких эпизодах деформации (Д-1а, Д-1б, Д-1в и т.д.) в пределах одной стадии.

При анализе стадийности деформации не следует переоценивать значение угловых несогласий в геологическом разрезе. Смена режима или стиля деформации может произойти несколько раз за время интервала, отмеченного таким несогласием.

Сменяющие друг друга во времени стадии деформации образуют ряд деформаций, который показывает эволюцию процесса деформации.

Смена стиля деформации отмечает переход от одного этапа деформации к другому. Этап деформации может включать как одну, так и несколько стадий деформации, отличающихся режимами деформации. Комплекс, показанный на рис. 16, — следствие трех этапов деформации. На первом этапе формировались лежачие складки стадии Д-1, на втором этапе — вертикальные складки стадий Д-2 и Д-3. На третьем этапе деформации на стадии Д-4 возникла горизонтальная складка.

Результат каждой стадии деформации — возникновение сингенетичной ассоциации структурных форм. Равнозначными членами этой ассоциации являются структурные формы, образование которых — прямой результат воздействия одного поля напряжений. Неравнозначные члены ассоциации разделяются на материнские и

производные. Производные члены ассоциации образуются под действием местных напряжений, возникших при формировании материнской структурной формы. Таким образом, выяснение соподчиненности структурных форм — элемент структурного анализа, необходимый при исследовании стиля деформации и в особенности при анализе режимов деформации. При исследовании надо иметь в виду, что система деформаций, возникшая на определенной стадии, была затем искажена деформациями последующих стадий.

Рассмотрим несколько примеров использования метода тектонического анализа деформации в целях корреляции деформаций складчатых систем.

Корреляция складчатых деформаций в Нуратинском и Алайском районах варисского Тянь-Шаня

Пример, предлагаемый первым, — простой случай решения внутренней задачи. В Алайском районе Тянь-Шаня развиты линейные складки, которые имеют широтное простирание. Это простирание выдержано на расстоянии 300 км. В Нуратинском районе складки простираются на северо-запад — 300°, это простирание выдержано на отрезке в 450 км (рис. 17). Необходимо ответить на вопрос: в одном ли поле напряжений возникли складки Нуратинского и Алайского районов или они формировались в разных полях напряжений?

Для решения поставленной выше задачи сравним режимы деформаций, в которых была сформирована складчатая структура обоих районов. В каждом из районов положение складок в ряду деформаций идентичное: на первой стадии деформации возникли шарьяжи (режим *xУ*), линейные складки были сформированы позднее. В обоих районах они представлены синформными и антиформными складками, в которые смяты пластины шарьяжей. Режим деформаций также *xУ*, одинаковый в обоих районах, но современное положение системы координат различно. Это различие может быть первичным или вызвано более поздними деформациями. Однако для решения поставленной задачи это не имеет значения. Итак, режим рассмотренных складчатых деформаций в обоих районах одинаковый и их положение в ряду деформаций также одинаково. Следовательно, наиболее вероятно, что рассматриваемые складки Алайского и Нуратинского районов формировались в одном поле напряжений и возникли на одной стадии деформации. Данный пример удобен тем, что этот вывод можно проверить, так как доступен наблюдению участок, на котором происходит сочленение структур Нуратинского и Алайского районов. Если бы складки Алайского и Нуратинского районов были разновозрастны, то в зоне их сочленения должно было происходить наложение одних складок на другие, так как эти складки простираются под углом 30° друг к другу. В действительности наложенные складки отсутствуют, а в западной части Туркестанского и Зеравшанского хребтов можно видеть, как широтные складчатые структуры Алая плавно меняют свое простирание на северо-западное и продолжаются в Нуратинский район.



Рис. 17. Нуратау-Алайская дуга (Тянь-Шань)
H — Нуратинское крыло, A — Алайское крыло
1 — оси складок стадии Д-2; *2* — ориентировка системы координат, определенная по деформациям стадии Д-1; *3* — выходы палеозойских и более древних пород

Корреляция стадий и этапов деформации в каледонидах Британских островов и Скандинавии

Каледониды Британских островов и Скандинавии принадлежат к одной складчатой системе, и корреляция деформаций этих областей рассматривается также в качестве внутренней задачи, но более сложной по сравнению с ранее рассмотренным примером. Существенное значение здесь имеют следующие особенности: во-первых, история деформации в каледонидах Британских островов и Скандинавии разная; во-вторых, невозможно проследить структурные формы из одной области в другую; в-третьих, задача корреляции поставлена здесь в более общем виде. В изложении решения задачи будет пропущено описание пути, который привел к выяснению последовательности стадий и этапов деформации в каждом из регионов. Это было рассмотрено ранее [Буртман, 1976]. Главные черты структурной эволюции Британских островов и Скандинавии и их сравнение между собой приведены ниже.

Британские острова. Британские каледониды состоят из эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон. Миогеосинклинальная зона (Шотландская миогеосинклиналь) занимает территорию Северных и Грампианских нагорий Шотландии и северную часть о-ва Ирландия. В этой зоне развиты метаморфические докембрийские и кембрийские породы, ордовикские отложения и девонская моласса. Шарьяж Мойн отделяет эту зону от платформы Эриа. Эвгеосинклинальная зона охватывает Южные нагорья Шотландии, значительную часть Англии, Уэльса и о-ва Ирландии. Типичный эвгеосинклинальный разрез известен в Эршире. В нижней части разреза залегают метаморфические зеленые сланцы и серпентиниты. На эти породы налегают шаровые лавы, кремни и сланцы с граптолитами аренига. Нижнепалеозойские отложения эвгеосинклинальной зоны слабо метаморфизованы.

Из многочисленных детальных исследований стадийности деформации, проведенных британскими геологами в разных районах, вырисовывается следующая общая последовательность стадий деформации британских каледонид (индекс Дб обозначает деформацию Британских каледонид).

Дб-1. В миогеосинклинальной зоне была сформирована веерообразная система шарьяжей и лежачих складок. Время деформации — ранний ордовик. В эвгеосинклинальной зоне деформации стадии Дб-1 не было.

Дб-2. Формирование вертикальных складок северо-западного простирания имело место на территории миогеосинклинальной зоны и не известно за ее пределами. Время деформации — ранний ордовик.

Дб-3. На всей территории миогеосинклинальной зоны возникли вертикальные складки "каледонского направления". Оси этих складок имеют северо-восточное простирание в Шотландии и северо-восточной части о-ва Ирландия. Западнее простирание складок меняется на почти широтное. Время деформации — ранний ордовик. В эвгеосинклинальной зоне деформация Дб-3 не установлена.

Дб-4. В породах эвгеосинклинальной зоны возникли система вертикальных складок каледонского направления и сопровождающие их надвиги и взбросы. Комплексы миогеосинклинальной зоны во время этой стадии деформации были шарьированы на платформу Эриа. Время деформации — поздний силур. Во внутренней части миогеосинклинальной зоны деформации не происходили.

Дб-5. На значительной части территории каледонид возникли трещины, линейные депрессии и другие структуры растяжения, имеющие северо-восточное (каледонское) простирание. Время деформации — ранний девон.

Дб-6. На этой стадии деформации в эвгеосинклинальной зоне возобновилось формирование складок северо-восточного направления. Время деформации — средний девон.

Дб-7. Формирование вертикальных складок поперечного (северо-западного) направления происходило на отдельных участках эвгеосинклинальной зоны и в зоне шарьяжа Мойн. Вероятное время деформации — средний или поздний девон.

Дб-8. Движение по системе сдвигов. Левые сдвиги имеют северо-восточное простирание (они преобладают), правые сдвиги — северо-западное. Время деформации — поздний девон или позднее.

Скандинавия. Каледонские комплексы Скандинавии шарьированы на край Восточно-Европейской платформы. В структуре аллохтона могут быть выделены четыре комплекса пород [Буртман, 1976]. Два нижних аллохтонных комплекса сложены миогеосинклинальными отложениями венда, кембрия, ордовика и силура и породами кристаллического фундамента. Эта миогеосинклиналь (Балтийская) была расположена на краю Балтийского континента. В состав третьего аллохтонного комплекса, несомненно, входят эвгеосинклинальные отложения нижнего палеозоя и, вероятно, ультрабазиты и габброиды океанического фундамента эвгеосинклинали. Верхний (четвертый) аллохтонный комплекс сложен породами миогеосинклинали (Канадской), которая была расположена на другом борту каледонского протоатлантического океана по краю каледонского Канадского континента.

Анализ соотношений между структурными формами, описанными скандинавскими геологами в разных участках каледонской области, позволяет сделать выводы о следующей общей направленности деформации скандинавской части каледонской геосинклинальной системы.

Наиболее ранним процессом было шарьирование (первый этап деформации). Оно происходило в позднем силуре. Тектонические пластины надвигались на недислоцированные отложения окраины Балтийского континента. Для пород эвгеосинклинали и Балтийской миогеосинклинали — это первая деформация. Породы Канадской миогеосинклинали к этому времени уже претерпели несколько стадий деформации: тектонические пластины верхнего (четвертого) аллохтонного комплекса сложены ранее деформированными отложениями. В процессе шарьирования породы аллохтонных комплексов деформировались, образуя лежачие складки.

На втором этапе деформации пакеты тектонических пластин были смяты в вертикальные складки. На некоторых участках установлены две стадии формирования синформных и антиформных складок в пределах этого этапа. Время деформации второго этапа — конец силура и девон.

К третьему этапу деформации относятся движения по секущим сдвигам и возникновение структуры Бергенских дуг на западном побережье Норвегии. Строение района г. Бергена интерпретируется как синформная складка, сложенная пластинами шарьяжей. Эта синформная складка после своего образования была дугообразно изогнута в горизонтальном направлении. Изгибы в горизонтальной плоскости и сдвиговые смещения имели место в позднем девоне или позднее.

Корреляция деформаций Британских островов и Скандинавии. Шотландская миогеосинклинальная зона, вероятно, продолжалась в Канадской миогеосинклинали Скандинавии, породы которой слагают верхний (четвертый) аллохтонный комплекс. Аналог эвгеосинклинальной зоны Британских каледонид — эвгеосинклинальная зона Скандинавии, породы которой представлены в третьем аллохтонном комплексе. Аналоги Балтийской миогеосинклинали Скандинавии не известны на Британских островах.

Движение по сдвигам в Шотландии в позднем девоне или позже (стадия Дб-8) хорошо коррелируется с самой последней стадией деформации Скандинавии, когда там возникли горизонтальные складки и сдвиги. Продольная (северо-восточная) и поперечная системы вертикальных складок, формировавшиеся в позднем силуре и девоне в эвгеосинклинальной зоне Британских островов, обнаружены также в эвгеосинклинальных породах Скандинавии. В Скандинавии, где эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные породы лежат друг на друге в виде тектонических пластин, эти деформации охватывают весь пакет шарьяжей.

Шарьяжи и лежачие складки, формировавшиеся в Скандинавии в позднем силуре, коррелируются с шарьированием Шотландских миогеосинклинальных комплексов на платформу Эриа (стадия Дб-4). В обеих областях это шарьирование происходило после завершения метаморфических процессов в северной (Шотландско-Канадской) миогеосинклинальной зоне. В эвгеосинклинальной зоне Британских островов в это время формировались вертикальные складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и взбросами. Известны здесь и отдельные шарьяжи.

Ордовикские деформации (Дб-1, Дб-2) Шотландской миогеосинклинали могут быть сопоставлены с дометаморфическими деформациями, которые выявлены

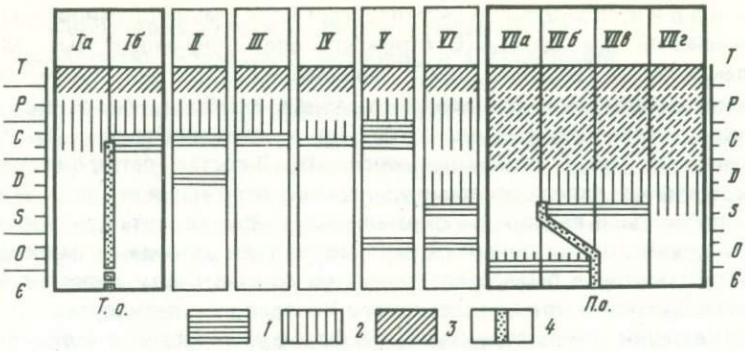


Рис. 18. Схема корреляции этапов деформации палеозойских геосинклинальных систем

Варисский Тянь-Шань: Ia — Киргизский ряд деформаций, Iб — Алайский ряд деформаций, II — Урал, III — Кантабрийская зона, Испания, IV — Гарц, V — Южные Аппалачи, VI — Северные Аппалачи; VII — Каледониды Северной Европы (ряды деформаций: VIIa — Грампианский, VIIб — Нурланнский, VIIв — Тронхеймский, VIIг — Моффатский)

1 — время шарьирования (I этап деформации); *2* — время формирования вертикальных складок, взбросов, сбросов (II этап деформации); *3* — время формирования горизонтальных складок, сдвигов, надвигов (III этап деформации); *4* — время существования океанических структур в варисцидах Тянь-Шаня и каледонидах Северной Европы; Т.о. — Туркестанская океаническая структура; П.о. — Протоатлантический океан

в миогеосинклинальных отложениях, слагающих верхний (четвертый) аллохтонный комплекс Скандинавии. Эти деформации представлены в Скандинавии шарьяжами и изоклинальными складками.

Используя данные по обоим регионам, можно нарисовать следующую картину истории деформации в каледонидах Северной Европы. Каледонская геосинклинальная система охватывала окраины двух континентальных блоков (Канадского и Балтийского) и Протоатлантическую океаническую структуру, которая в раннем палеозое разделяла эти континентальные блоки. Канадский континент представлен в Британии платформой Эриа. На краю этого континента находилась северная миогеосинклиналь рассматриваемой геосинклинальной системы. В ордовике эта миогеосинклиналь претерпела деформацию и была подвергнута интенсивному метаморфизму. Вначале здесь возникла дивергентная система шарьяжей и лежачих складок, а затем последовательно формировались две системы вертикальных складок. В пределах миогеосинклинального края Балтийского континента деформаций в ордовике не было.

Закрытие каледонской протоатлантической океанической структуры произошло в силуре: в конце силура устанавливается связь между американской и балтийской фаунистическими провинциями. В Скандинавии породы миогеосинклинального края Канадского континента были шарьированы на Балтийский континент. В результате породы океанической коры оказались лежащими между тектоническими пластинами, сложенными породами континентальной коры. Миогеосинклинальный край Балтийского континентального блока подвергался в ходе этого процесса расслоению и возникла система парааллохтонных и параавтохтонных шарьяжей. На Британских островах нет следов надвигания одного континента на другой, подобного описанному в Скандинавии. Шарьирование происходило внутри эвгеосинклинальной зоны (шарьяж Кармел-Хед и др.) и было локализовано на отдельных участках. Миогеосинклинальный край Канадского континентального блока сохранил здесь монолитность и был шарьирован в северном направлении на платформу Эриа. При этом в пограничной зоне возникли относительно небольшие парааллохтонные и параавтохтонные шарьяжи Мойн, Ассинтские и другие, сложенные миогеосинклинальными и платформенными отложениями. Тектоническое скучивание в Британских каледонидах на рассматриваемом этапе было значительно меньшим по сравнению со Скандинавией. В результате стиль деформации в обоих регионах различен. В Скандинавии — это шарьяжи и лежачие складки, на Британских островах — вертикальные складки и лишь изредка шарьяжи.

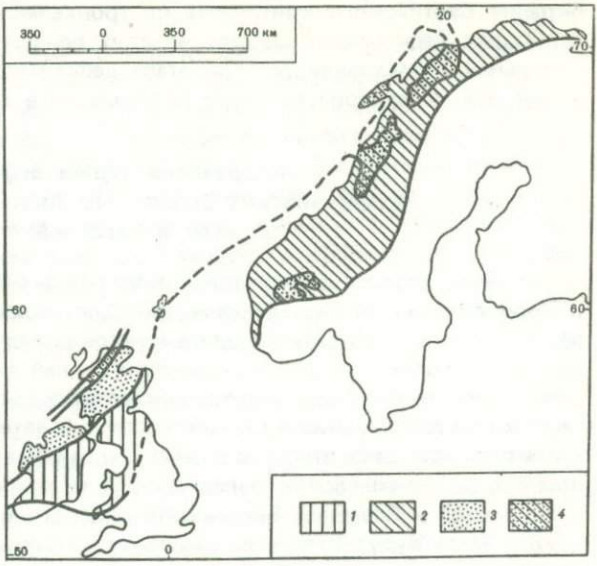


Рис. 19. Ряды деформаций в каледонидах Британских островов и Скандинавии

1–4 – структурные комплексы, для которых характерны следующие ряды деформаций: *1* – Моффатский, *2* – Тронхеймский, *3* – Грампианский, *4* – Нурланнский

Поперечное сокращение складчатой системы продолжалось и позднее, когда в обоих регионах формировались вертикальные складки каледонского направления. Затем возникли вертикальные складки поперечного направления и после перерыва (в конце девона или позднее) начались деформации в горизонтальной плоскости (сдвиги, горизонтальные складки).

Результаты сопоставления деформаций Британских островов и Скандинавии иллюстрируются правой частью на рис. 18. (VIIа-г) рядов деформаций. Здесь могут быть выделены четыре ряда деформаций: Грампианский, Тронхеймский, Моффатский и Нурланнский.

Грампианский ряд характеризует деформации на окраине палеозойского Канадского континента, представленной на Британских островах миогеосинклинальной зоной Шотландии и о-ва Ирландия (рис. 19). Рассматриваемая последовательность деформаций имела место на всей территории этой миогеосинклинали, исключая зону шарьяжа Мойн. На первом этапе деформации в указанном районе формировались лежачие складки и шарьяжи. На втором этапе происходило образование вертикальных складок поперечного, а затем продольного (каледонского) направлений. Оба этапа деформации находятся в пределах раннего ордовика. На третьем этапе возникли сдвиги и горизонтальные складки. Второй и третий этапы разделены временным интервалом, охватывающим значительную часть ордовика, силур, девон.

Тронхеймский ряд характеризует деформации на территории Скандинавских каледонид, сложенной тремя нижними аллохтонными комплексами, т.е. этот ряд характеризует деформации окраины Балтийского континента и шарьированных на нее пород Протоатлантической океанической структуры. На первом этапе здесь формировались шарьяжи, на втором этапе возникли вертикальные складки каледонского, а затем поперечного направления. Первый и второй этапы деформации относятся к позднему силуру и девону. Затем происходил третий этап деформации, стиль которого определяют горизонтальные складки и сдвиги.

Моффатский ряд характеризует деформации пород Протоатлантической океанической структуры на территории эвгеосинклинальной зоны Британии. Это – неполный вариант Тронхеймского ряда, в котором отсутствует первый этап деформации (шарьирование). В позднем силуре и девоне здесь формировались преимущественно вертикальные складки каледонского, а затем поперечного направления. Позднее возникли сдвиги и присдвиговые горизонтальные складки.

Нурланнский ряд – составной. Он характеризует деформацию пород миогеосинклинального края Канадского континента, которые в конце силура были шарьированы в Скандинавии на край Балтийского континента. Ныне эти породы слагают верхний аллохтонный комплекс скандинавских каледонид. Деформации в породах этого комплекса вначале (в ордовике) развивались по грампианскому типу. Затем, в конце силура, вследствие далекого шарьирования эти породы оказались на другом континенте. Здесь они подвергались деформации, которая происходила на

окраине Балтийского континента по тронхеймскому типу. В результате Нурланнский ряд деформаций состоит из двух первых этапов Грампианского ряда, за которыми последовали все три этапа деформации Тронхеймского ряда. Нурланнский ряд характеризует также деформации в зоне шарьяжа Мойн и Шотландии.

Корреляция этапов деформации палеозойских складчатых систем Средней Азии, Европы и Северной Америки

Корреляция этапов деформации складчатых систем — наиболее общий подход к проблеме корреляции деформаций. Для решения этой задачи необходимо провести анализ стилей деформации в каждой складчатой системе. Цель такого анализа — установление последовательности стилей деформации, которая имела место в процессе структурной эволюции складчатой системы. В результате анализа выясняют этапы деформации в каждой системе, а затем сравнивают последовательность и длительность этих этапов в разных складчатых системах. Такая работа была выполнена по отношению к палеозойским складчатым системам Тянь-Шаня, Урала, Центральной и Северной Европы, Иберийского полуострова и Аппалач [Буртман, 1976]. Здесь будут изложены результаты анализа как иллюстрация возможностей метода. В упомянутой работе приведены ссылки на литературные источники, которые были использованы в ходе этого анализа.

В результате анализа эволюции стиля деформации было выяснено, что всем рассмотренным складчатым системам присуща одинаковая направленность процесса деформации (см. рис. 18). Полный ряд деформаций включает три этапа деформации. На первом этапе формируются шарьяжи и сопровождающие их складки, среди которых преобладают лежачие и опрокинутые формы, на втором — вертикальные складки, взбросы, надвиги и сбросы, на третьем — горизонтальные складки, сдвиги и надвиги. Для некоторых регионов характерны неполные ряды деформаций, в которых отсутствует первый этап деформации.

К а л е д о н и д ы (Северная Европа и Северные Аппалачи). Породы, которые слагают каледонские структуры Северной Европы и Аппалач, в раннем палеозое были расположены на бортах Протоатлантической океанической структуры. Породы миогеосинклинального края, континентального склона и подножия каледонского Канадского континента распространены в Аппалачах, в Северных и Грампианских нагорьях Британских островов и в верхних аллохтонных комплексах Скандинавии. Породы миогеосинклинального края, континентального склона и подножия каледонского Балтийского континента развиты в нижних шарьяжах Скандинавии, в эвгеосинклинальной зоне Британских островов и в юго-восточной части Ньюфаундленда.

На краю Канадского континента первый этап деформации начался в ордовике. В Северных и Грампианских нагорьях Шотландии были сформированы шарьяжи и гигантские лежачие складки. Эти деформации были относительно кратковременными. Они закончились в раннем ордовике, и вслед за ними начали формироваться структуры второго этапа деформации. В Северных Аппалачах первые шарьяжи возникли во второй половине ордовика. Тектонические пластины шарьяжей здесь смяты в опрокинутые и лежачие складки. Следы ордовикского шарьирования известны также в Южных Аппалачах.

В позднем силуре во время закрытия Протоатлантической океанической структуры процессы шарьирования происходили на обоих ее бортах. В это время была сформирована шарьированная структура каледонид Скандинавии. Шарьяжи формировались также в эвгеосинклинальной зоне Северных Аппалач. Двигаясь вдоль складчатой системы из Северных Аппалач в область Британских островов и Скандинавии, можно проследить изменение вергентности каледонских структур. В Аппалачах хорошо выражена вергентность в сторону Канадского континента и значительно слабее — в сторону Авалонской платформы. На Британских островах тектоническое скучивание было меньше и структура дивергентна. При этом вергентность в сторону Канадского континента еще преобладает. В Скандинавии каледонские

структуры первого этапа деформации имеют вергентность в сторону Балтийского континента.

Второй этап деформации начинается в разное время на различных участках каледонского складчатого пояса. В Северных и Грампианских нагорьях Британских каледонид эти деформации известны уже в раннем ордовике. Однако на большей части складчатого пояса формирование вертикальных складок и сопровождающих их разломов началось в результате коробления столкнувшихся континентальных блоков после закрытия Протоатлантического океана. В Северных Аппалачах была сформирована система больших вертикальных складок, которые ориентированы параллельно границе бывшего Канадского континента. Эти структурные формы аппалачского простирания формировались в течение двух стадий деформации. Бо́льшая часть из них возникла в девоне во время акадской стадии. Менее интенсивными были аллеганские складчатые деформации, происходившие после раннего карбона.

В Британских каледонидах структуры второго этапа деформации формировались в эвгеосинклинальной зоне в позднем силуре и девоне. В позднем силуре развитие этих структур происходило одновременно со структурами первого этапа деформации, которые формировались в других частях складчатого пояса. Здесь в пределах второго этапа деформации выделено несколько стадий.

Типична последовательность стадий деформации на территории Южных возвышенностей Шотландии. Складчатая структура этого района начала формироваться в позднем силуре. На первой стадии возникли вертикальные складки, осложненные продольными разломами. Эта стадия деформации была главной для территории Южных возвышенностей — возникли формы, которые определяют облик каледонской структуры региона. Структуры второй стадии деформации формировались в раннем девоне в условиях поперечного растяжения складчатой системы. В это время на месте Срединной долины Шотландии возникла Каледонская впадина, а на территории Южных возвышенностей произошло внедрение даек по трещинам, параллельным простиранию Каледонской впадины. Нижнедевонские породы, развитые в Срединной долине, были смяты в среднем девоне в вертикальные складки, оси которых простираются вдоль складчатой системы.

Таким образом, первая и третья стадии деформации имеют одинаковый режим деформации.

Третий этап деформации начался в Северных Аппалачах в пермское время, когда здесь возникли сдвиги, секущие структуры этой складчатой системы. Эти деформации синхронны с деформациями такого же стиля в варисцидах Америки, Европы и Азии.

На всей территории каледонид Северной Европы на третьем этапе деформации возникли сдвиги. В Северных нагорьях и на Южных возвышенностях Шотландии и в западной части Норвегии известны горизонтальные складки этого этапа. Время, когда начались рассматриваемые деформации, не установлено. Имеющиеся материалы свидетельствуют лишь о том, что они начались не ранее среднего девона. Не исключена их синхронность с позднепалеозойскими деформациями Аппалач.

В а р и с ц и д ы (Тянь-Шань, Урал, Центральная и Западная Европа, Южные Аппалачи). Варисцийские складчатые системы в процессе своей эволюции испытали те же три этапа деформации, что и каледониды, но в иное время.

В варисском Тянь-Шане этап шарьирования начался в раннем карбоне. Этот процесс продолжался в течение всего среднего карбона, достигнув максимума в московское время. Шарьяжи возникли при сближении Киргизского и Алайско-Таримского континентальных блоков и закрытии Туркестанской океанической структуры, которая была расположена между этими континентальными блоками. Пластины шарьяжей сложены породами краевой части Алайско-Таримского континента, Туркестанской океанической структуры и краевой зоны Киргизского континента.

На Урале первые шарьяжи возникли в девоне. Они сложены породами океанической коры. В каменноугольное время эти пластины шарьяжей вместе с более молодыми отложениями (до турнейских пород включительно) были смяты в ле-

жачие складки и шарьированы далеко в пределы Восточно-Европейского континента.

Типичный представитель среднеевропейских варисцид — Гарц. В девоне на его территории существовала структура рифтового типа, которая была закрыта в конце девона или в раннем карбоне. Формирование шарьяжей Гарца произошло в раннем карбоне. Завершение этого этапа деформации, возможно, относится к среднему карбону.

В Кантабрийской зоне западноевропейских варисцид шарьирование происходило в московское время. Шарьяжи этой зоны состоят из многих тектонических пластин.

В Южных Аппалачах варисские шарьяжи были сформированы в среднем или позднем карбоне.

В целом первый этап варисских деформаций тяготеет к среднему карбону. В некоторых складчатых системах шарьирование началось ранее и закончилось в позднем карбоне. Вторая особенность этого этапа деформации — его несомненная связь с процессом закрытия океанических и рифтовых структур.

Формирование вертикальных складок и разломов второго этапа деформации приводит к горообразованию. В Тянь-Шане этот процесс начался в намюре во внутренних частях Киргизского континента. Вначале он протекал одновременно с шарьированием в Туркестанской океанической структуре и его интенсивность была небольшой. После закрытия в среднем карбоне Туркестанского океана интенсивное горообразование и складкообразование охватило краевые части сомкнувшихся континентов. Эти деформации продолжались вплоть до поздней перми. В результате была создана система вертикальных складок, ориентированных вдоль складчатой системы и океанической сутуры.

На Урале формирование вертикальных складок началось, вероятно, во второй половине карбона и происходило в пермское время.

В Гарце этот процесс интенсивно протекал в пределах возрастного интервала, охватывающего намюр и средний карбон. В позднем карбоне и перми эти деформации продолжались в ослабленном виде.

В южной части Кантабрийской зоны выделены две стадии деформации в пределах рассматриваемого этапа. На ранней стадии пластины шарьяжей и автохтон были смяты в вертикальные складки северо-северо-восточного простирания. На поздней стадии были сформированы вертикальные складки широтного простирания. Второй этап деформации начался здесь в московское время и продолжался в позднем карбоне и перми.

В Южных Аппалачах на втором этапе деформации сформированы вертикальные складки аппалачского простирания. Эти деформации происходили в пермское время. Возможно, они начались в позднем карбоне.

В целом деформации второго этапа интенсивно развивались во всех рассмотренных складчатых системах после закрытия варисских океанических и рифтовых структур. Главное время этих деформаций — поздний карбон и ранняя пермь.

Структурные формы, созданные на первом и втором этапах деформации, были повторно деформированы в поздней перми—триасе на третьем этапе деформации варисцид. Эти деформации синхронны во всех складчатых системах Европы, Азии и Америки, которые в то время входили в состав единого суперконтинента. Поля напряжений, в которых происходили деформации первого и второго этапов, были локализованы в пределах складчатых систем.

Деформации заключительного (третьего) этапа были обусловлены напряжениями, охватывавшими, вероятно, весь суперконтинент. На платформенных участках происходили перемещения по сдвигам, а в более пластичных складчатых системах наряду со сдвигами формировались горизонтальные складки и горизонтальные флексуры.

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДВИЖЕНИЙ ПО РАЗЛОМАМ

Возрастная корреляция разломов представляет одну из наиболее трудных задач современной теоретической геотектоники. Если проблема фаз складчатости была разработана в известных работах Г. Штилле и других ученых уже в начале текущего столетия, то о фазах разломообразования (регматогенеза), так же как об общих фазах усиления или ослабления глыбовых и послойно-глыбовых движений по разломам, мало что известно до сих пор. Установлено, что в процессе формирования земной коры кинематика разломов в одних и тех же местах не оставалась постоянной и неоднократно видоизменялась, например, от сброса к сдвигу, от сдвига к надвигу, снова к сбросу и т.д. Изменялись также основные пространственные параметры разломов — длина, ширина, тектоническое положение, форма, направление и наклоны сместителей. Однако точных, особенно количественных сопоставлений морфолого-кинематических характеристик разломов по этапам развития от района к району почти что не производилось, да и сами характеристики все еще остаются очень неполными.

В связи с полученными за последние годы данными о новых свойствах разломов — их морфолого-кинематическом разнообразии, изменчивости во времени, прерывистости по площади и на глубину — проблема корреляции этих структурных элементов приобретает первостепенное значение.

Возрастное сопоставление разломов необходимо, чтобы не только разобраться в характере и закономерностях движений по их сместителям на обширных территориях в те или иные стадии развития, но и разработать их типовые динамо-кинематические модели. На этой же основе возможно будет судить, как нам представляется, и об эпохах усиления или ослабления напряжений в земной коре, создающих системы разломов и других структур, а также о том, насколько эти напряжения имеют всеобщий глобальный характер или же больше подчиняются региональным закономерностям. Вопрос об этом недавно был рассмотрен Ю.Г. Леоновым [1976а].

Сопоставление систем разломов или их отдельных элементов может быть многоцелевым. При достаточной степени изученности можно сравнивать, например, движения крыльев одного разлома по отдельным стадиям развития. Очень часто возникает необходимость сопоставления групп разломов одного кинематического типа или, напротив, нескольких разных кинематических типов. Важное значение имеют как внутриструктурные (внутрирегиональные), так и межструктурные (межрегиональные) сопоставления. Венцом же корреляции разломов будут межконтинентальные и, наконец, глобальные сопоставления по комплексу признаков.

В данном разделе преследуется цель произвести главным образом межрегиональную корреляцию разломов на примере территории СССР, раскрыть ее основные методы и показать возможности такой корреляции для выявления и оценки эпох усиления или ослабления движений по разломам в связи с общими тектоническими напряжениями.

Методы возрастной корреляции разломов

Под возрастной корреляцией разломов мы понимаем сопоставление и синхронизацию главным образом движений их крыльев, выраженных в фациях и мощностях отложений приразломных зон и в их пространственном расположении. Эти движения определяют морфологию разломов на дневной поверхности и указывают на характер и степень общей подвижности региона.

В зависимости от задач методы корреляции могут широко варьировать. Наиболее общий случай — корреляция по активности разломов в интервале от их полного затухания до любой степени оживления. Подобная работа была проделана нами по территории Казахстана и Средней Азии. На графике (рис. 20) по вертикали откладывалось количество активных разломов, по горизонтали — временны́е отрезки их проявления. Затухшими считались разломы с отношением мощностей отложений одного возраста и фациального облика на их крыльях, равным единице, активными — с отношением, бо́льшим или меньшим единицы. Для тех же от-

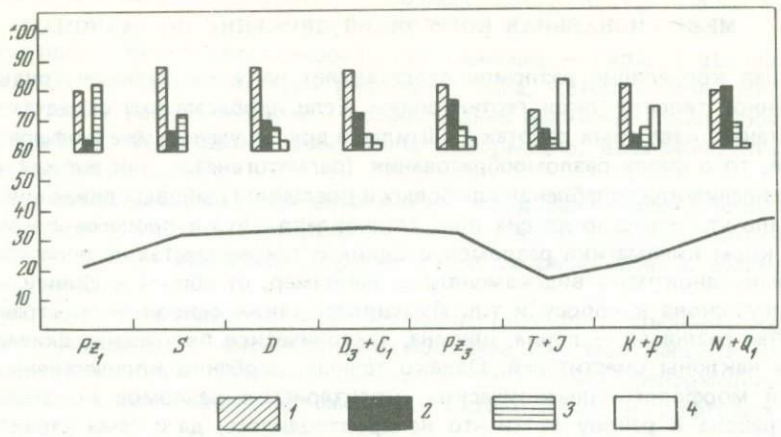


Рис. 20. График общей количественной активности разломов Казахстана и Средней Азии

Разломы: *1* — с вертикальным перемещением крыльев; *2* — с горизонтальным перемещением крыльев; *3* — неясной природы; *4* — затухшие

резков времени подсчитывались затем количества разломов: 1) с вертикальным перемещением крыльев, 2) с горизонтальным перемещением крыльев, 3) неясной кинематической природы, 4) затухшие.

Из рис. 20 следует, что в течение фанерозоя активность разломов в Казахстане и Средней Азии нарастала к концу среднего палеозоя; в позднем палеозое, в триасе и юре она снизилась и затем снова стала наращиваться с массовым оживлением разломов в неоген-древнечетвертичное время. В раннем палеозое, силуре и девоне абсолютно преобладали разломы с вертикальной составляющей движений, в девоне карбоне и перми — разломы с горизонтальной составляющей движений, значение которых особенно резко возросло к концу палеозоя. Для триаса и юры больше всего зафиксировано затухших разломов, для мела и палеогена — разломы с вертикальной компонентой движения, в неогене же и начале четвертичного периода в равной степени преобладали разломы как с вертикальным, так и с горизонтальным перемещением.

Данный метод позволяет выяснить самую общую картину глыбовых движений и очень удобен для применения даже в слабо изученных районах, но он мало что дает в отношении количественной оценки интенсивности движений по разломам и, к сожалению, не свободен от ошибок. Исходя из данных рис. 20, можно, например, думать, что максимальная интенсивность движений в Казахстане и Средней Азии имела место в неоген-древнечетвертичное время.

В действительности же, как известно, это было далеко не так. По-видимому, об интенсивности глыбовых движений нужно судить не столько по количеству проявившихся разломов, сколько по амплитудам конкретных перемещений вдоль их сместителей в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

Учитывая специфику строения регионов, возрастное сопоставление разломов можно производить раздельно — или по вертикальным, или по горизонтальным амплитудам.

В пределах платформенных областей, например, на стадиях авлакогенного (тафрогенного) и главным образом плитного развития более применим первый способ, позволяющий наглядно отобразить историю вертикальных глыбовых движений. Так, например, на графике для Туранской плиты (рис. 21), составленном по данным В.П. Гаврилова [1975], видна закономерная тенденция затухания вертикальных глыбовых движений в этом районе от юры (амплитуда 1000—3000 м) к мелу и палеогену (100—300 м) с некоторым последующим усилением активности к концу палеогена и в неогене (амплитуда 300—600 м). Вместе с тем читается также дифференцированный характер вертикальных движений в некоторых разных пунктах Туранской плиты, одновременно и усиливающихся и ослабевающих. То же самое можно сказать и в отношении ряда районов Предкавказья и Западно-Сибирской плиты.

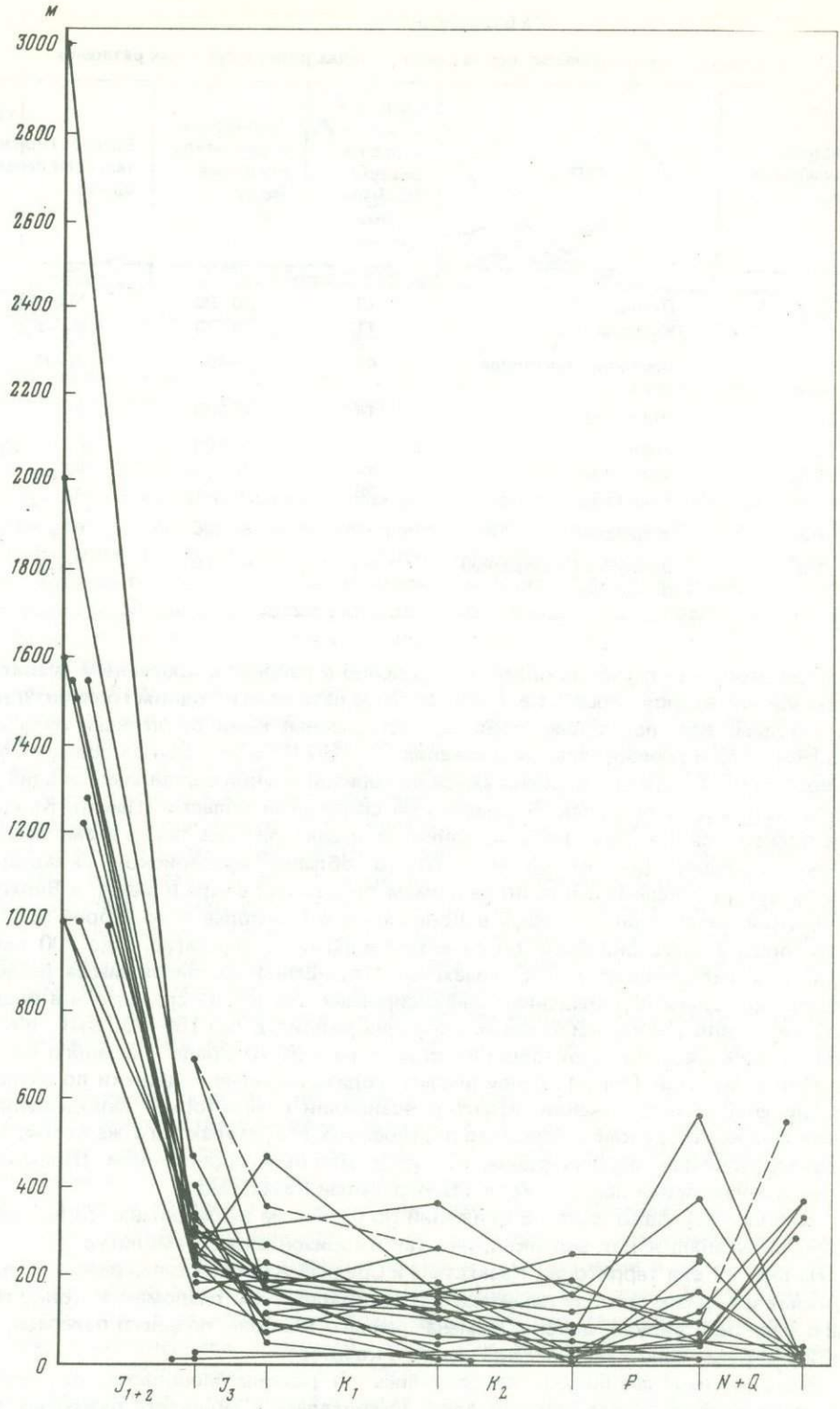


Рис. 21. График изменения амплитуд вертикальных перемещений по разломам Туранской плиты. Составлен по данным В.П. Гаврилова [1975]

Таблица 3

Амплитуды горизонтальных перемещений в зонах разновозрастных разломов

Возраст складчатости	Регион	Количество разломов с горизонтальным перемещением	Амплитуда горизонтального перемещения, км	Возраст горизонтального перемещения
KZ	Памир	13	20–90	MZ–KZ
	Карпаты	11	10–70	K_2–KZ
MZ	Верхояно-Чукотская область	47	1–40	J_3–K
	Приморье	14	1–200	K_2
PZ_3	Урал	70	3–200	PZ_3–MZ_1
	Казахстан	14	10–150	PZ_{2-3}
	Тянь-Шань	28	3–180	PZ_{2-3}
PZ_2	Казахстан	11	5–200	PZ_2
PЭ	Восточно-Европейская платформа	82	10–70	Pt_{1-2}

В некоторых складчатых областях, особенно в районах с орогенным развитием, очень удобен второй способ, т.е. сопоставление разломов по одним горизонтальным амплитудам. Как показывает табл. 3, составленная нами по данным ряда авторов [Разломы и горизонтальные движения. . . , 1977] , в складчатых областях одного возраста разломы синхронизируются по горизонтальной составляющей движения в довольно узких пределах. В альпийской складчатой области (Памир, Карпаты) они проявились в конце мезозоя—кайнозое, характеризуясь также и амплитудами одного порядка (от 10 до 90 км). В области мезозойской складчатости горизонтальные перемещения по разломам произошли в юре и мелу; в Верхояно-Чукотской области они начались в конце юры, в Приморье — во второй половине мела, причем здесь они были более интенсивными (с амплитудой до 200 км). В варисских палеозоидах (Урал, Казахстан, Тянь-Шань) основная масса разломов с горизонтальным перемещением зафиксирована для конца среднего и в позднем палеозое — опять-таки при близких значениях амплитуд (до 150—200 км) ; в Казахстане и Тянь-Шане они произошли несколько раньше, на Урале — немного позднее, перейдя в мезозой (триас). По-видимому, горизонтальные подвижки по разломам при линейном расположении структур возникали с некоторым запаздыванием и более мощно, тогда как в мозаично построенных структурах того же возраста они характеризовались опережающим, но менее мощным проявлением (Приморье и Верхояно-Чукотская область, Урал и Центральный Казахстан) .

Наиболее наглядно картина движений по разломам вырисовывается все же при совместном анализе как вертикальных, так и горизонтальных амплитуд.

На рис. 22 для территории Казахстана и Средней Азии показаны величины вертикальных и горизонтальных перемещений по крупнейшим разломам к концу раннего палеозоя, силура, девона, фамена—раннего карбона, позднего палеозоя, триаса—юры, мела—палеогена, неогена—раннего квартера.

Вертикальные амплитуды определялись по разнице мощностей отложений в крыльях этих разломов, причем здесь учитывалась и мощность размытых толщ, насколько об этом можно судить по разрезам соседних зон. Существенных изменений знака движения крыльев в течение принятых интервалов времени не было, незначительные же колебания учесть было невозможно, и они вошли в общую сумму однонаправленных движений (вниз или вверх) .

С горизонтальными амплитудами пришлось поступить следующим образом. По многим разломам горизонтальные движения растянулись во времени на два

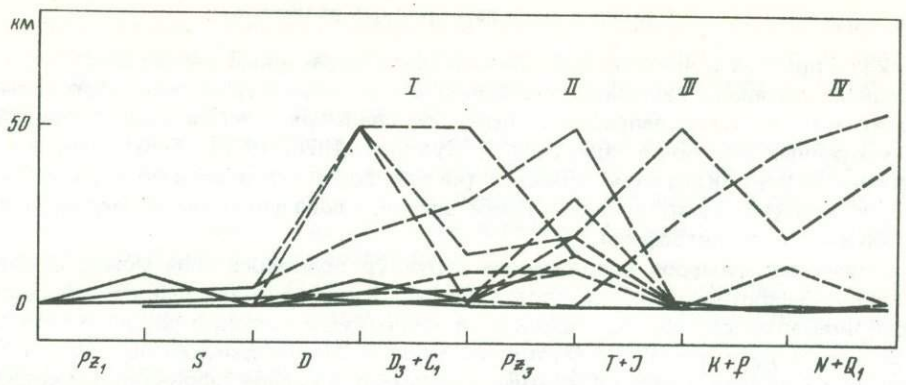


Рис. 22. График амплитуд (вертикальных — сплошные линии, горизонтальных — пунктир) перемещений по разломам Казахстана и Средней Азии

и даже на три интервала (например, на девон и фамен—ранний карбон в Джалаир-Найманской зоне или на девон, фамен—ранний карбон и поздний палеозой в Чингизской). В таких случаях при твердых структурных и вещественных признаках сдвига или надвига по каждому из интервалов суммарная амплитуда равномерно разбрасывалась пропорционально продолжительности принятых интервалов, хотя автор и не считает это правильным — горизонтальные движения происходили скорее всего не равномерно, а импульсами.

Сравнение кривых роста амплитуд, изображенных на рис. 22, показывает, что вертикальные движения с размахом до 10 км предшествовали горизонтальным и проявились на рассматриваемой территории главным образом в раннем палеозое и в начале среднего палеозоя. Горизонтальные движения на расстояния до 50 км и более произошли в среднем—позднем палеозое и в мезозое—кайнозое. На графике отчетливо выделяются четыре максимума горизонтальных движений: каледонский (I), варисский (II), мезозойский (III) и альпийский (IV), — свидетельствующие о том, что горизонтальные движения не были непрерывными в течение фанерозоя, но наращивались к концу соответствующих циклов (с последующим ослаблением) сначала в каледонидах, потом в варисцидах и, наконец, в альпидах, прокатившись как бы волной по всей территории Казахстана и Средней Азии с севера на юг. Интересно отметить, что максимальные горизонтальные движения в одних участках происходили одновременно (например, в девоне или мезозое—кайнозое) с максимальными вертикальными движениями (без горизонтальной составляющей) в других участках.

При корреляции разломов на больших пространствах, охватывающих разнородные и разновозрастные регионы, единичные признаки оказываются недостаточными — здесь необходимо учитывать комплекс признаков и производить корреляцию с привязкой к тектоническим структурам.

Сопоставление разломов на территории Казахстана и Средней Азии, например, куда входят и области разновозрастной складчастости, и платформенные структуры, обнаружило довольно сложную схему их соотношений в связи с синхронностью горизонтальных и вертикальных перемещений [Суворов, 1968]. При этом выяснилось, что к региональным поднятиям тяготеют тангенциальные разломы (надвиги, сдвиго-надвиги, шарьяжи), тогда как к региональным депрессиям — радиальные (сбросы, сбросо-сдвиги, сбросо-раздвиги), причем в зависимости от уровней воздымания и опускания коры те и другие при соответствующих условиях могут меняться местами. Отсюда мы заключаем, что синхронизация глыбовых и послойно-глыбовых движений разнородных структур обширных территорий предполагает обязательное сопоставление также и разнородных разломов.

Сопоставление разнородных разломов

Наиболее простой и чрезвычайно широко распространенный случай сочетания разнородных разломов наблюдается в сопряженных структурах типа "фронтальное поднятие — тыловая депрессия" (или региональных тектонопарах), подробно рассмотренных автором в ряде работ [Суворов, 1976, 1978]. Тектонопары установлены во всех складчатых областях (на платформах, в ложе и по окраине океанов) и характеризуют, с нашей точки зрения, глобальную закономерность первичной делимости литосферы.

В качестве примеров сопряженных структур подобного типа можно отметить Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие и Джунгаро-Балхашскую депрессию, Верхояно-Верхнеколымское поднятие и Колымо-Омолонский район, Камчатско-Курильскую дугу и впадину Охотского моря, Саяно-Енисейское поднятие и Тунгусскую синеклизу, Северо-Атлантический хребет и Северо-Африканскую котловину и многие другие.

Количественные соотношения разломов фронтальных поднятий и тыловых депрессий рассмотрим на примере Атасу-Тектурмасского дугообразного поднятия и Токрауской депрессии (Центральный Казахстан), синхронно развивавшихся с позднего девона до конца перми. В этом возрастном интервале поднятие характеризуется проявлением надвигов, взбросов и сдвигов (Спасская и Успенская зоны смятия). В депрессии же основной структурный каркас составляют зоны сбросов и сбросо-сдвигов, кольцевые разломы, а также безамплитудные зоны дробления. Суммарная амплитуда надвигов в разных сечениях колеблется от 45 до 60 км (возможно, до 70 км), и она близка ширине наиболее деструктивной части Токрауской депрессии, где сосредоточены главные сбросы, сбросо-сдвиги и раздвиги, а также наиболее обширные вулканические постройки. С отдельными надвигами Атасу-Тектурмасского поднятия, имеющими субширотное простирание, например с Успенской зоной, пространственно связаны сдвиги северо-западного простирания, принадлежащие Токрауской депрессии (Актасская зона); надвиги и сдвиги образуют единую динамо-кинематическую систему, а амплитуда тех и других в общей сложности одинакова и составляет около 20 км.

Вертикальные амплитуды позднепалеозойских разломов по наблюдениям конкретных обнажений на Атасу-Тектурмасском поднятии не превышают 1—2 км, и они примерно равны видимым амплитудам сбросов Токрауской депрессии. По разнице мощностей фамен-верхнепалеозойских отложений в некоторых контактирующих глыбах вертикальные амплитуды на поднятии и в депрессии достигают 3—4 км (что ближе к действительности). Общий же размах превышения над депрессией (по суммарной мощности разных пород в пределах поднятия и мощности накопленных пород в пределах депрессии) за время с конца девона до конца перми равен приблизительно 10 км. Суммарная максимальная амплитуда по вертикали пограничных разломов, разделяющих поднятие и депрессию, не может быть, таким образом, больше этой величины. И если сопоставлять между собой максимальные амплитуды общего вертикального и общего горизонтального движения в анализируемом районе Центрального Казахстана, то надо брать именно эту величину. Как видим, она почти на порядок меньше горизонтальной амплитуды, достигающей в сумме, как уже отмечалось, 70 км. Тем не менее можно думать, что показателями одинаково высокой мобильности региональных тектонопар могут быть максимальные как горизонтальные, так и вертикальные амплитуды, если они и отличаются одна от другой на целый порядок.

На пространствах, включающих группы региональных тектонопар разного возраста и степени стабилизации (например, на территории СССР, куда входят и докембрийские платформы, и эпиварисские плиты, и области палеозойской и кайнозойской складчатости) возрастные соотношения динамо-кинематических свойств разломов выглядят еще более сложно.

Как уже отмечалось выше, разломы от стадии к стадии изменялись по масштабу, ориентировке и знаку движений, а также по результатам последних. В каждом из перечисленных структурных элементов их эволюция происходила по-своему, но в общем закономерно, что позволяет наметить несколько их эволюционных рядов,

так или иначе повторяющихся во всех этих элементах. Самые ранние эволюционные ряды обнаруживаются на докембрийских платформах, затем они, подымаясь по возрастной шкале, мигрируют от докембрийских платформ к палеозоидам, мезозоидам и, наконец, альпидам [Суворов, 1973].

На докембрийских платформах эволюционный ряд с наибольшей отчетливостью начинают протогеосинклинальные разломы раннего протерозоя, контролирующие контуры древнейших линейных геосинклиналей и представленные преимущественно сбросовыми швами; сюда относятся Кольская, Белорусская, Прибалтийская, Рязано-Саратовская и многие другие зоны.

В среднем протерозое протогеосинклинальные разломы сменяются "орогенными", среди которых начинают доминировать надвиги и сдвиги, известные, например, на Балтийском и Украинском щитах и предполагаемые по обрамлению Сурско-Камской и Вятской протогеосинклиналей; движения по "орогенным" разломам превратили протогеосинклинали в зоны крутопадающих чешуйчатых моноклиналей.

Следующую группу в эволюционном ряду разломов древних платформ составляют авлакогенные разломы, развивавшиеся с позднего протерозоя до середины палеозоя. Они выражены в основном продольными сбросами, сбросо-раздвигами и сопровождаются поздними поперечными сдвигами и сбросо-сдвигами; таковы, в частности, Вятско-Медведицкая, Камско-Бельская, Пачелма-Пугачевская и другие зоны.

По окончании авлакогенного этапа довольно резко обособляются плитные разломы, развивавшиеся на фоне формирования синеклиз и антеклиз в среднем — позднем палеозое, мезозое и кайнозое. Они представлены главным образом: сбросами, ограничивающими грабенообразные структуры типа Солигаличской, Кулигинско-Шугуровской и других; взбросами, как, например, в зонах Туймазинско-Бавлинской и Большекинельской дислокаций, а также (редко) небольшими надвигами Карлово-Сытовского или Воротиловско-Тонковского типа.

Эволюционный ряд разломов древних платформ заканчивают разломы эпиплатформенного орогенеза (мезозой, кайнозой). Сюда могут быть отнесены некоторые из разломов по окраинам платформ вблизи активных геосинклинально-складчатых областей (восток и юг Русской плиты) и разломы районов с развитием так называемых структур дива (юг Сибирской платформы). Эти разломы представлены взбросами, надвигами и сдвигами, а также сбросами и раздвигами.

В области палеозойской складчатости наиболее древней группой в эволюционном ряду разломов были дорифейские (океанические?) разломы. О них известно пока очень немного, но по аналогии с современными океанами можно полагать, что среди них преобладали очень крупные сдвиги, сбросо-раздвиги и, возможно, надвиги (зоны скучивания). В рифее и раннем палеозое они были преобразованы в эвгеосинклинальные разломы, которые начали свое существование как ограничения геосинклинальных прогибов в условиях окраины океанов. Движения по сместителям этих разломов были преимущественно вертикальными — сбросо-взбросовыми — и происходили при господстве усилий растяжения земной коры. Разломы контролировали накопление мощных толщ основных вулканических, кремнистых и рифогенно-карбонатных отложений, а также внедрение гипербазитов и габброидов; таковы разломы Джалаир-Найманской зоны Центрального Казахстана, Тагильско-Магнитогорской зоны Урала и др.

С конца ордовика, в силуре, девоне и раннем карбоне в области палеозоид широкое развитие получили миогеосинклинальные разломы, контролировавшие отложение флишоидных и пестроцветных вулканогенно-осадочных толщ (Успенская и Спасская зоны Центрального Казахстана). Движения по разломам носили характер как сбросов, так и сдвиго-надвигов.

В позднем палеозое миогеосинклинальные разломы повсеместно сменились орогенными, когда началось особенно бурное, заключительное формирование фундамента континентальной коры — внедрение гранитоидов и излияние лав среднего и кислого состава. Среди разломов этой группы эволюционного ряда палеозоид известны почти все кинематические разновидности — сдвиги, надвиги, сбросы, раздвиги, обусловленные крупными горизонтальными перемещениями масс зем-

Таблица 4

Сопоставление разнородных разломов по территории СССР

Возрастная шкала	Разломы				
	древних платформ	областей палеозойской складчатости	эпигерцинских плит	областей мезозойской складчатости	областей кайнозойской складчатости
KZ	Эпиплатформенного орогенеза / Плитные	Эпиплатформенного орогенеза	Эпиплатформенного орогенеза / Плитные	Остаточно-геосинклинальные	Орогенные
MZ		Плитные	Плитные	Орогенные	Миогеосинклинальные
		Тафрогенные	Тафрогенные	Миогеосинклинальные / Эвгеосинклинальные	Эвгеосинклинальные
PZ_3	Плитные	Остаточно-геосинклинальные / Орогенные	Орогенные		
PZ_2	Авлакогенные	Миогеосинклинальные	Геосинклинальные		
PZ_1		Эвгеосинклинальные			
Pt_3				Океанические	Океанические
Pt_2	Орогенные	Океанические	Океанические		
Pt_1	Протогеосинклинальные				
A	?				

ной коры и сопутствующими воздыманиями—погружениями больших ареальных структур; примером последних могут быть уже упоминавшиеся Атасу-Тектурмасское поднятие и Токрауская депрессия в Казахстане.

Следующая возрастная группа — "остаточно-геосинклинальные" разломы — связана с заложением на некоторых участках палеозоид (начиная с середины девона) остаточных брахигеосинклиналей и одиночных линейных прогибов (например, на западе Центрального Казахстана). Они возникли в процессе проседания крупных блоков фундамента континентальной коры и были заполнены молассами и карбонатно-терригенными отложениями, местами прорванными гранитоидами. Основной кинематический тип "остаточно-геосинклинальных" разломов — сбросы.

Мезозою и кайнозою областей палеозойской складчатости свойственны главным образом платформенные разломы (тафрогенные и плитные), а также разломы эпиплатформенного орогенеза, сходные в общих чертах с рассмотренными выше разломами поздних стадий развития платформенных областей; в связи с этим мы на них останавливаться не будем.

Внутри эпиварисских плит эволюционный ряд разломов также представлен несколькими группами. В платформенном чехле наибольшее распространение получили плитные разломы мел-кайнозойского возраста, имеющие взбросо-сбросовую природу. В основании чехла местами известны тафрогенные разломы, сформировавшиеся в локальных грабен-рифтовых структурах, например в Уренгойско-Колтогорской зоне Западно-Сибирской плиты. Их возраст в основном триасюрский, а развивались они в обстановке сдвиго-сбросо-раздвиговых движений масс. По окраинам плит, кроме того, отмечаются самые молодые неоген-четвертичные разломы эпиплатформенного орогенеза: взбросо-надвиги, сдвиги, раздвиги и, реже, сбросы.

Доплатформенные разломы молодых плит, прикрытые чехлом осадочных отложений, изучены только геофизическими методами, и их кинематика не всегда установлена. Однако пространственно они тесно связаны с разломами смежных областей палеозойской складчатости, вероятно им аналогичны, и могут быть подразделены по крайней мере на две группы: более раннюю, геосинклинальную, и позднюю, орогенную.

В области мезозойской складчатости намечается эволюционный ряд из пяти групп разломов (снизу вверх): океанических, эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных, орогенных и "остаточно-геосинклинальных". Они характеризуются теми же признаками, что и соответствующие разломы палеозоид, но их возрастные границы отвечают более высоким уровням. Океанические разломы чаще всего

раннепалеозойские, эвгеосинклинальные, имеют средне-позднепалеозойский возраст (местами с ордовика); миогеосинклинальные ограничиваются пределами среднего карбона – раннего мела; орогенные известны с поздней юры до конца палеогена; "остаточно-геосинклинальные" разломы – с начала неогена.

Наконец, разломы кайнозоид нами подразделяются на четыре возрастные группы, аналогичные разломам мезозоид, но образующие еще более сдвинутый эволюционный ряд. Самые ранние, океанические разломы преимущественно досреднепалеозойские, эвгеосинклинальные разломы – домеловые, миогеосинклинальные – более характерны для позднего мела, палеогена и неогена, орогенные же широко проявились, начиная с миоцена.

На основании сказанного общую картину возрастных соотношений разнородных разломов на территории СССР можно представить в следующем виде (табл. 4).

В кайнозое здесь одновременно существовали разломы эпиплатформенного орогенеза, плитные, остаточно-геосинклинальные, орогенные и миогеосинклинальные. Они же, дополненные группами тафрогенных и эвгеосинклинальных разломов, были свойственны и мезозою. В среднем и позднем палеозое основную сетку составляли разломы плитные, остаточно-геосинклинальные, орогенные, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные, а в раннем – среднем палеозое – разломы авлакогенные, миогеосинклинальные, эвгеосинклинальные и океанические. Наконец, для протерозойского времени известны большей частью орогенные, протогеосинклинальные и океанические разломы с переходом некоторых из них в авлакогенные и эвгеосинклинальные.

Шкала активности разнородных разломов

Чтобы оценить, в какой мере одновозрастные, но разнотипные движения по разломам сопоставимы между собой, а вместе отвечают общим фазам (эпохам) усиления или ослабления тектонической подвижности коры, нужно знать эталоны максимальных значений их амплитуд, своего рода шкалу интенсивности движений в разных условиях.

При современной изученности разломов точную шкалу для геотектонически очень различных регионов составить невозможно, и, по-видимому, ее еще долго

Таблица 5

Предельные амплитуды глубинных разломов, км

Структурная единица	Разломы									
	геосинклинальные		орогенные		авлакогенные		плитные		эпиплатформенного орогенеза	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Докембрийские платформы	1*	10*	5**	70**	1* 1**	5–10* 40**	0,1* 1**	2* 4**	0,1* 1**	5* 15**
Эпигерцинские плиты				150**	1*	3,5* 25**	0,1*	1*	0,1* 0,2**	2* 4**
Палеозоиды	1*	12*	1–2* 5,0**	5–10* 150**	0,1* 1**	2* 50**	0,1* 1**	1,5* 10**	0,1* 1**	5* 50**
Мезозоиды	1*	10*	3**	130**						
Альпиды	1*	7*	5**	100**						

* По вертикали
** По горизонтали

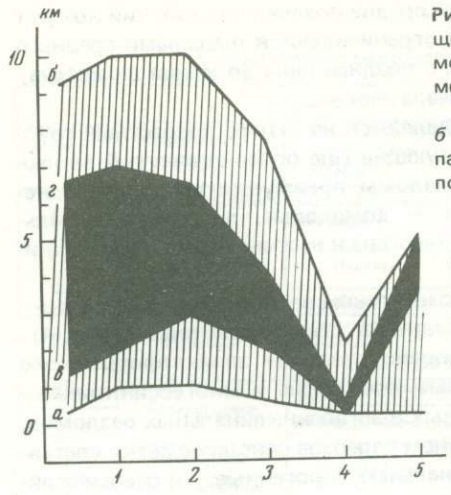


Рис. 23. Соотношение амплитуд вертикальных перемещений по шкале активности основных групп разломов и в зонах разломов позднего палеозоя (на примере СССР)

Границы амплитуд шкалы: *а* — минимальных, *б* — максимальных, *в* — минимальных в зонах позднепалеозойских разломов; *г* — максимальных в зонах позднепалеозойских разломов

не будет. Поэтому сейчас речь может идти лишь о чисто принципиальной стороне дела, о том, как вообще подойти к решению этой проблемы.

Известные нам данные об амплитудах движений по крупнейшим глубинным разломам на территории СССР позволяют в предварительной форме наметить следующие закономерные их колебания (табл. 5).

Максимальные амплитуды вертикальных движений глыб на платформах равны 5—10 км (авлакогенные разломы) и 1—2 км (внутренние плитные разломы), в геосинклинально-складчатых областях они составляют 7—12 км (геосинклинальные разломы), 5—10 км (орогенные разломы) и 2—5 км (разломы эпиплатформенного орогенеза). Максимальные горизонтальные амплитуды достигают 100—150 км в случае орогенных разломов и 15—50 км в случае разломов эпиплатформенного орогенеза.

Приведенные амплитуды в абсолютном значении очень существенно различаются, но мы считаем их тем не менее эквивалентными одна другой, поскольку каждая из них в разных условиях подвижности максимальна и характеризует таким образом высший уровень тектонической активности соответствующих структурных единиц.

Кроме максимальных амплитуд в табл. 5 показаны и минимальные их значения по тем же структурным единицам и группам разломов, отличающиеся от первых на 1—1,5 порядка.

Намечается, таким образом, шкала большой и малой подвижности в зонах основных пяти групп разнородных разломов, которая также является и возрастной, поскольку каждая из этих групп существовала в течение определенного промежутка времени (в среднем от многих десятков до первых сотен миллионов лет).

В дальнейшем, по мере накопления более точных цифровых данных, эта шкала безусловно претерпит какие-то изменения. Но уже и сейчас, сравнивая с ней амплитуды разломов какой-либо достаточно крупной эпохи (адекватной среднему времени существования анализируемых пяти групп разломов), можно получить представление об общей тектонической подвижности масс в течение этой эпохи и о том, как она изменялась от района к району. Имея это в виду, мы подсчитали с помощью литофациальных карт СССР [Атлас . . . , 1969] вертикальные амплитуды разломов позднего палеозоя. Амплитуды геосинклинальных разломов этого возрастного интервала (Кавказ, Памир, Верхоянье, Приморье, Корякское нагорье) оказались равны 2—7 км, орогенных разломов (Урал, Центральный Казахстан, Южный Тянь-Шань, Алтай) — 3—6,5 км, авлакогенных разломов (Днепровско-Донецкий прогиб, Оленекский район Сибирской платформы) — 2—4 км, плитных разломов (Балтийская и Польско-Литовская синеклизы, Волго-Уральский район, Восточная Сибирь) — 0,2—0,5 км, наконец, разломов эпиплатформенного орогенеза (Алдан) — 4—5 км.

Полученные данные были совмещены с вертикальными амплитудами рассмотренной выше шкалы. На графике (рис. 23) по горизонтали были отложены группы разломов, по вертикали — отвечающие им минимальные и максимальные амплитуды разломов позднего палеозоя (давшие черный контур), а также минимальные, и максимальные амплитуды разломов шкалы (заштрихованный контур).

Сравнение показало, что позднепалеозойские движения по разломам не достигли самых высоких уровней интенсивности и носили умеренный характер. Исключение

составляют лишь разломы эпиплатформенного орогенеза по южной окраине Сибирской платформы, амплитуды которых поднялись до эталонного максимума.

Значения амплитуд некоторых групп позднего палеозоя, например геосинклинальных разломов Кавказа и Верхоянья, орогенных разломов Урала и Южного Тянь-Шаня, авлакогенных разломов Днепровско-Донецкого прогиба и эпиплатформенных разломов Забайкалья, расположились в верхней высокоамплитудной половине графика (см. рис. 23), тогда как значения амплитуд других, например геосинклинальных разломов Корякского нагорья и Приморья, орогенных разломов Алтая, авлакогенных разломов Восточной Сибири и всех плитных разломов, пришлись на нижнюю низкоамплитудную половину графика. Отсюда мы заключаем, что позднепалеозойские глыбовые движения на территории СССР в целом были разномасштабными и происходили очень неравномерно, в одних участках с бóльшей интенсивностью, в других с меньшей, а в некоторых структурах (Волго-Уральская антеклиза) даже слабо. Не исключено, что местами их проявления совсем не ощущались, а местами они могли достигнуть и максимума эталонной шкалы.

Заключение

Результаты изложенного выше подхода к межрегиональной корреляции разломов в кратком виде сводятся к следующему.

Основное условие синхронизации глыбовых и послойно-глыбовых движнеий на обширных площадях — сопоставление разнородных разломов (например, сбросов и надвигов, сбросов и сдвигов, сдвигов и надвигов, надвигов и раздвигов), занимающих самое различное тектоническое положение и поэтому имеющих неодинаковую степень активности.

Предлагаемая предварительная шкала минимальных и максимальных значений амплитуд основных групп разломов — геосинклинальной, орогенной, авлакогенной, плитной и эпиплатформенного орогенеза — позволяет сопоставлять равновеликие по масштабу, но разноамплитудные (в зависимости от тектонической позиции) разломы и говорить о синхронности либо асинхронности их активного проявления и затухания. Избранные в качестве примера такого сопоставления со шкалой, разломы позднего палеозоя, т.е. эпохи, которая принимается за некий эталон чуть ли не глобальной, известной во многих сегментах Земли орогенной активности, оказались в пределах СССР на этом возрастном интервале очень изменчивыми по интенсивности, с местными усилениями (ослаблениями) в генетически как однотипных, так и разнотипных районах.

Подобные факты, по нашему убеждению, свидетельствуют о существовании в земной коре зон динамо-кинематической неоднородности, выявление и изучение которых в дальнейшем будет способствовать нахождению своего рода центров активности (пассивности) и приблизит нас к более глубокой, причинной корреляции тектонических движений.

Таким образом, разломы земной коры вполне могут быть использованы для оценки подвижности и напряженности отдельных частей или всей земной коры по этапам ее развития. Изучение разломов именно с этих позиций создаст и необходимые предпосылки для перехода от общих логических заключений и предположений к действительно количественному анализу проблемы в целом.

В настоящее время в общей форме существуют, как известно, две равноправные, но антагонистические точки зрения на тектоническую подвижность земной коры. Одни ученые намечают планетарные закономерности размещения тектонических структур и их динамо-кинематических свойств (глобальная концепция), другие же, напротив, видят в них лишь одни региональные закономерности (региональная концепция). Подробнее об этом говорилось в первой главе книги.

В данном разделе были изложены в основном методические вопросы межрегиональной корреляции разрывов и их систем, а не материалы систематического исследования. Тем не менее полученные, хотя пока еще только частные, результаты склоняют автора к тому, что с точки зрения интенсивности движения по разломам региональные закономерности выглядят значительно ярче планетарных.

ОЛИСТОСТРОМЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ ФАЗ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

При исследовании проблемы одновременности и разновременности тектонических движений в удаленных один от другого районах большинство исследователей, так или иначе высказывавшихся по этому вопросу, исходили в основном из анализа угловых несогласий и попыток доказать их одно- или разновозрастность. Помимо некоторой односторонности такого подхода, о которой подробно говорилось в первой главе, изучение угловых несогласий и установление по ним возраста складчатости чревато методическими ошибками, так как само несогласие фиксирует время не тектонического процесса, а в лучшем случае его окончания, тем более, что часто возраст перекрывающих складчатую или покровную структуру отложений оказывается гораздо моложе деформированных отложений. Длительность же процесса тектонических деформаций исходя из методов только структурной геологии оценить или чрезвычайно трудно, или вообще невозможно. Поэтому особый интерес и значение приобретает изучение и корреляция таких импульсных тектонических процессов, которые идут одновременно с осадконакоплением и поэтому могут быть точно датированы.

Одним из наиболее благоприятных объектов такого рода для проведения межрегиональной корреляции в целях установления времени и длительности проявления тектонических движений в удаленных один от другого районах являются олистостромовые отложения. Они привлекательны с различных сторон. Олистостромы широко распространены и могут быть достаточно легко диагностируемы, четко ограничены, как мы увидим в дальнейшем, во времени и пространстве. Образование олистостромов связано с проявлением интенсивных тектонических движений, приводящих во многих случаях к возникновению тектонических покровов (в том числе гравитационных). И, наконец, главное — олистостромовые образования залегают в разрезе нормально-осадочных отложений, содержащих остатки ископаемой фауны, и часто сами содержат их.

Поэтому олистостромы — один из лучших объектов для межрегиональной корреляции, и их изучение позволяет проводить пространственно-временну́ю корреляцию проявления этапов (фаз) тектонических движений в различных формационно-структурных зонах складчатых областей, выявлять их распределение во времени и одновременность или разновременность их проявления в удаленных друг от друга районах.

В работе рассмотрены пространственно-временны́е закономерности распределения мезозойско-кайнозойских олистостромовых образований на территории Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Термины "олистостром" и "олистолит", предложенные Г.Флоресом [Flores, 1955] для обозначения хаотически построенных комплексов, получили широкое признание геологов всего мира. Не затрагивая сложных терминологических проблем и не обсуждая правомочность применения этих терминов к тем или иным образованиям, отметим только, что в работе под термином "олистостром" понимается пластообразное тело, которое представляет собой хаотически построенный объем породы, несущий во внутреннем строении черты дезинтеграции, транспортировки и захоронения [Лукьянов и др., 1975].

Олистостромы представляют собой тип отложений, характерная черта которого — мощные свалы несортированного глыбового, хаотически нагроможденного материала, ассоциирующегося часто с тонкозернистыми песчано-глинисто-карбонатными осадками. Олистостромы известны среди морских и континентальных отложений, в толщах тонкозернистых и грубообломочных пород. В олистостромах могут быть выделены: основная масса (матрица), сложенная чаще всего пелитовым материалом с той или иной примесью песчаного и карбонатного; включения (олистолиты) в виде обломков, глыб и пластин различных пород, обычно более компетентных и более древних, чем вмещающая их масса. Размер включений может меняться от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике, иногда до многих километров в длину, и тогда их относят к категории тектонических

покровов. Соотношение объемов основной массы и включений непостоянно. Стратификация внутри тел олистостромов обычно отсутствует. Мощность олистостромов может достигать сотен метров, в отдельных случаях до 1 км и более.

Этапы образования олистостромов Альпийско-Гималайского складчатого пояса

В пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса (рис. 24) может быть выделено несколько возрастных интервалов, во время которых происходило массовое образование олистостромов: позднеюрский—раннемеловой, среднемеловой, позднемеловой — палеоценовый (?), позднеэоценовый—раннеолигоценовый и миоцен-четвертичный, который разделяется на ряд более мелких фаз. Во время некоторых из них (середина мела, поздний эоцен—ранний олигоцен) олистостромы образовывались практически на всем протяжении пояса от Пиренеев на западе до Ирана на востоке, во время других (поздняя юра—ранний мел, поздний мел, миоцен) олистостромы развивались более локально и приурочены к определенным зонам альпид.

В связи с тем что объем работы не позволяет рассмотреть все этапы равномерно, здесь излагается материал главным образом по геологии верхнеэоценовых и среднемеловых олистостромовых образований и только кратко затрагиваются олистостромы позднеюрского—раннемелового, позднемелового и миоцен-четвертичного этапов, чтобы подчеркнуть основные закономерности их пространственно-временно́го распределения.

Позднеэоценовый этап олистостромообразования

Верхнеэоценовые олистостромы распространены в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса шире, чем средне- и верхнемеловые; временно́й интервал их образования соответствует позднему эоцену—раннему олигоцену. Толщи отложений верхнего эоцена, включающие олистостромы, известны во Французских и Швейцарских Альпах, Апеннинах, Динаридах, Карпатах, на Родопском массиве, южном склоне Большого Кавказа и в Иранском Белуджистане.

Французские Альпы. Олистостромы верхнеэоценового возраста описаны [Gigot, 1973; Gigot, Haccard, 1972] в районе третичного бассейна Динь-

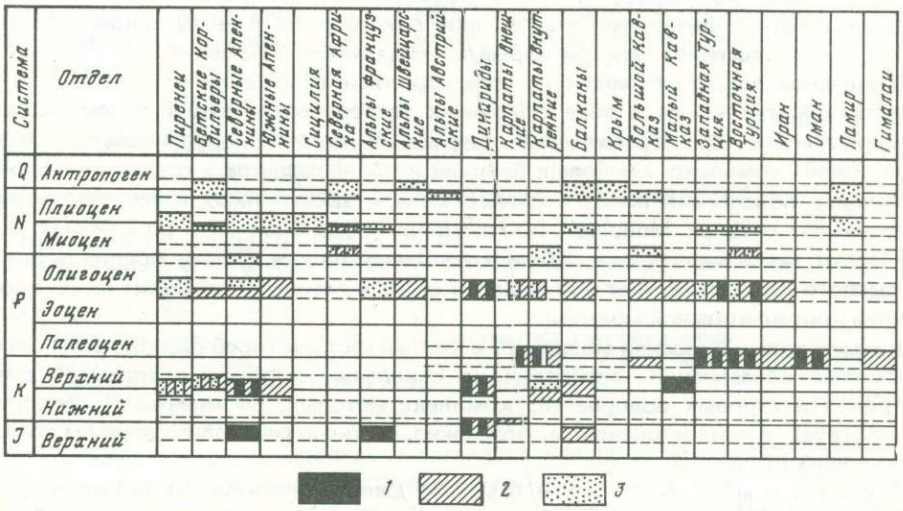


Рис. 24. Схема пространственно-временного размещения олистостромов в Альпийской складчатой области

1 — офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы; *2* — олистостромы, связанные с флишем; *3* — олистостромы, связанные с молассой

Валенсоль (Субальпийские цепи Французских Альп). Они приурочены к зоне надвига Динь-Барле, северная часть которого проходит внутри зоны субальпийских цепей, а южная отделяет мезозойские и третичные отложения субальпийских цепей от одновозрастных отложений Прованса. В области бассейна Валенсоль по этому надвигу приведены в соприкосновение автохтонные молассовые и аллохтонные, преимущественно карбонатные отложения мезозоя. Моласса представлена в своей нижней части толщей красноцветных мергелей, песчаников и конгломератов, которые трансгрессивно залегают на различных горизонтах триаса, юры и верхнего мела. В основании этой серии среди красноцветных молассовых отложений появляются прослои и линзы глыбовых брекчий и огромные блоки (клиппы, олистолиты) пород верхнего мела.

Комплекс брекчий и клиппов образует две узкие полосы, вытянутые на десятки километров. Одна полоса приурочена непосредственно к плоскости надвига, вторая субпараллельна простиранию разрыва и проходит на расстоянии примерно 15—20 км к западу от первой.

Между толщей конгломератов Валенсоль и аллохтонной серией пород триаса и лейаса расположена узкая полоса, сложенная сильно тектонически переработанными породами различного возраста и состава, которые залегают в виде тектонических чешуй и блоков, надвинутых друг на друга с востока на запад. Чешуи имеют, как правило, линзовидную форму и отделены одна от другой разломами. Среди прочих П. Жиго выделяет чешуи, сложенные красноцветными отложениями: мергелями, песчаниками, конгломератами с включениями пластов и линз глыбовых брекчий, а также отдельных пластин и блоков (олистолитов) различных карбонатных пород. Брекчии моно- и полигенные, местами переходят в конгломераты. Они сложены угловатыми обломками и глыбами известняков верхней юры и нижнего мела. Величина обломков достигает 10—30 м, в отдельных случаях — 50—80 м в поперечнике. Сортировка материала отсутствует. Цементом служат красные мергели и мергелистые известняки. Сверху толща красноцветных пород с брекчиями (олистостромами) и отдельными включениями (олистолитами) тектонически перекрыта расчешуенными и разбитыми на отдельные блоки породами триаса и юры, а затем эти дислоцированные части разреза по надвигу перекрыты единым покровом триас-лейасовых образований.

Блоки, заключенные среди красноцветных песчано-глинистых образований, имеют конседиментационную природу, что доказывается присутствием мелких обломков тех же пород, как и в крупных блоках среди брекчий и конгломератов, стратиграфическими контактами олистолитов с вмещающими отложениями и их положением внутри нормальноосадочных отложений.

В западной полосе наблюдаются красноцветные отложения того же типа, что и в восточной, только не в виде отдельных тектонических чешуй в зоне надвига, а в нормальном стратиграфическом разрезе. В основании красноцветной толщи расположен комплекс глыбовых брекчий и конгломератов и отдельных блоков, сложенных обломками пород верхнего мела и заключенных в песчано-глинисто-карбонатных осадках. Мощность прослоев глыбовых брекчий — до 20—30 м. Брекчии имеют такое же строение, как и в восточной полосе. Общая мощность олистостромового комплекса — от 200 м до 1 км. Весь комплекс перекрыт отложениями нижней континентальной молассы.

Возраст толщи "красной молассы", в нижней части которой расположены олистостромовые образования, определен на основании остатков ископаемой фауны гастропод и харовых водорослей, комплекс которых, по мнению П. Жиго, свидетельствует о позднеэоценовом, возможно, частично раннеолигоценовом возрасте вмещающих отложений.

Северные Апеннины. По данным итальянских геологов [Elter, Trevisan, 1973], среди флишевых отложений верхнего эоцена и нижней части песчаников Рандзано олигоценового возраста распространены толщи олистостромов, представляющие хаотически построенные глыбовые брекчии из обломков пород офиолитовой ассоциации и пород комплекса основания, заключенные в

песчано-глинистую основную массу. Олистостромы сформированы во время тектонических движений лигурийской фазы, с которой связано образование шарьяжей.

Швейцарские Альпы. Олистостромовые толщи на территории Швейцарских Альп были впервые описаны Ф. Кауфманом, который дал им наименование "дикий флиш", сохранившееся за ними до настоящего времени. Основные сведения по дикому флишу Швейцарских Альп содержатся в работах немецких, швейцарских и французских геологов [Geiger, 1956; Gigon, 1952; Soder, 1949; Tercier, 1947], данные которых использованы при его описании.

Образования дикого флиша приурочены к Ультрагельветским покровам и протягиваются вдоль внешнего края Альп на расстояние более чем 200 км от Женевского озера до Австрийских Альп, занимая промежуточное положение между зоной альпийских моласс и более южными тектоническими элементами Альп. Толщи дикого флиша находятся в аллохтонном залегании и перекрывают автохтонные образования мезозоя—палеогена и альпийской молассы. В свою очередь, они перекрыты Гельветскими покровами и покровом Клиппов, входящим в систему покровов Срединных Предальп.

Дикий флиш представлен серыми и черными сланцеватыми мергелями с прослоями алевролитов, песчаников, известняков с радиоляриями и глобигериновых сланцев. В эту мергельно-песчаную основную массу заключены линзы и прослои глыбовых брекчий и конгломератов, а также отдельные олистолиты магматических и осадочных пород, главным образом мезозойского возраста. Обломки и глыбы достигают огромных размеров (до 1 км и более) и как бы плавают в основной массе. Сортировка обломочного материала отсутствует, окатанность плохая.

Отмечается сильная тектоническая переработка пород дикого флиша, выраженная тектоническими чешуями, интенсивной складчатостью, рассланцеванием основной массы, растаскиванием и разлинзованием компетентных пород. В альпийской зоне толщи пород дикого флиша слагают наиболее верхние горизонты флиша внутренних зон. С олигоцена начинается новый, молассовый этап, который характеризуется иным стилем осадконакопления. Образование дикого флиша произошло, как считает большинство геологов [Леонов, 1975], в результате разрушения фронтальных частей тектонических покровов, в частности покрова Клиппов, в условиях тектонических движений Ультрагельветской фазы или "мезо-альпийской" фазы позднего эоцена — раннего олигоцена [Trümpy, 1973]. Возраст толщи дикого флиша определяется как верхнеэоценовый (тяготеющий к верхней части верхнего эоцена) на основании сборов многочисленных остатков фораминифер и нуммулитов [Geiger, 1956; Soder, 1949; Gigon, 1952].

Карпаты. В районе Сэчел в Марамуреше [Патрулиус, Попеску, 1960] описан следующий разрез палеогеновых отложений, залегающих на кристаллических сланцах массива Родна (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники и кварцитовые микроконгломераты с крупными нуммулитами, в том числе Nummulites perforatus	20—30
2. Слоистые нуммулитовые известняки и массивные коралловые известняки	20—30
3. Мергелистые известняки с Pychodonta brongniarti Bronn.	1
4. Песчано-мергелистые битуминозные сланцы с чешуями Glupea, мергели и мергелистые песчаники с Pychodonta brongniarti Bronn., Chlamys biarritzensis, Spondilus bifrons Munster	
5. Сланцево-песчанистый комплекс с прослоями известняковых микробрекчий с Nummulites fabianii Prev., включающий блоки и глыбы песчаников, кристаллических сланцев, красных и серых мергелей	до 500
6. Песчаники	более 200

Основание первого горизонта представляет самую верхнюю часть лютетского яруса, остальная часть принадлежит верхнему эоцену. Слой 5 представляет типичную олистостромовую толщу и сложен глинистыми темно-серыми и бурыми сланцами, тонкослоистыми и мелкозернистыми песчаниками с прослоями и линзами глыбовых брекчий из обломков нуммулитовых известняков и кристаллических сланцев. Брекчии моно- и полигенные. Среди слоистых песчано-глинистых пород встречены

тела неслоистых бесструктурных глин с блоками кристаллических сланцев, нуммулитовых известняков, мергелистых и песчанистых известняков с моллюсками. Отдельные глыбы имеют объем до нескольких сотен кубических метров. Помимо этого, олистостромовые толщи района Сэчел содержат утесы кварцитовых песчаников с крупными нуммулитами, а также линзы и пластины красных и серозеленых мергелей сенона — эоцена. Верхнеэоценовые отложения с телами олистостромов и олистолитами протягиваются по всему склону массива Родна.

В Ионической зоне внешних Динарид выделен [Белостоцкий, 1970] горизонт глыбовых брекчий (олистостромов), который приурочен к границе верхнеэоценовой и олигоценовой флишевых толщ и прослеживается по простиранию на территории Греции и Албании до 150 км. Горизонт (мощность до 1000 м) представлен хаотическим нагромождением глыб и блоков гипербазитов, габбро, диабазов и радиоляритов, известняков мела и эоцена и других пород. Снизу и сверху олистостромовый горизонт граничит с флишевыми отложениями. Причем и подстилающие и перекрывающие слои содержат один и тот же комплекс фораминифер, отвечающий по возрасту самым верхам эоцена или самым низам олигоцена. В этом районе образование олистостромовых отложений связано с интенсивными шарьяжными перемещениями.

Родопский массив, Крайштиды. На территории Родопского массива и зоне Крайштид [Боянов, Маврудчиев, 1961; Вълков, 1967; Белмустаков, 1968] олистостромовые образования сложены толщами глыбовых брекчий и конгломератов, заключенных в песчано-глинисто-карбонатные морские отложения, выполняющие систему грабенообразных структур. Верхнеэоценовые осадки с олистостромами и олистолитами залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих докембрийских, палеозойских и мезозойских образованиях.

На территории восточных Родоп [Боянов, Маврудчиев, 1961; Вълков, 1967; Белмустаков, 1968] в толще верхнеэоценовых отложений выделены два горизонта с олистостромами, разделенные нормально осадочными образованиями. Нижний горизонт представлен брекчиями и конгломерато-брекчиями с прослоями конгломератов, песчаников, аргиллитов и мелкими линзочками угля. Цемент песчано-глинистый, реже — известковистый, размер обломков и глыб колеблется от первых сантиметров до нескольких метров в поперечнике, достигая величины огромных блоков — до 200—300 м^3. Сортировка обломочного материала отсутствует. Форма обломков неправильная, угловатая; обломки раздроблены и брекчированы. Объем основной массы в сравнении с объемом глыбового материала незначителен. Мощность горизонта конгломерато-брекчий достигает 350 м. Верхний горизонт сложен грубообломочными брекчиями и конгломератами с гигантскими блоками метаморфических пород величиной до 100—200, реже — 500—400 м^3. Состав брекчий от места к месту меняется — то преобладают обломки главным образом метаморфических пород, то представлены породы различного состава и происхождения. Мощность горизонта порядка 100—200 м. Во всех горизонтах разреза собрана богатая фауна нуммулитов и фораминифер, определенно указывающая на верхнеэоценовый возраст вмещающий толщи, и среди них такие типично верхнеэоценовые формы, как Nummulites fabianii Prev., N. incrassatus de la Harp. Вверх по разрезу верхнеэоценовые отложения постепенно сменяются вулканогенными толщами нижнего олигоцена.

Аналогичные образования развиты в Западной Болгарии, в области Крайштид. В частности, в районе г. Кюстендил известны Ветрянский, Тишаново-Цырварский и Пьянецкий грабены, в верхнеэоценовых отложениях которых выделены олистостромовые образования [Московски, Шопов, 1965]. Пьянецкая олистостромовая свита залегает или на породах подстилающей ветренской свиты, или прямо на более древних породах основания. Она представлена толщей брекчий и конгломератов из обломков различных метаморфических сланцев, известняков триасового возраста и других пород. Средняя мощность свиты — 100 м. Вверх по разрезу породы олистостромовой свиты сменяются отложениями флишоидного типа. В нижней части флишеподобных пород были собраны органические остатки: Nummulites fabianii Prev., N. budensis V. Hantken, N. pulchelus V. Hantken, характерные

для верхнего эоцена. В более же высоких горизонтах собраны остатки ископаемой фауны, характерной для пограничных слоев эоцена–олигоцена [Московски, Шопов, 1965]. Характерно, что образование олистостромов в районе Родопского массива и Крайштид происходило в зоне относительно приподнятого и устойчивого массива после длительного перерыва в осадконакоплении.

Южный склон Большого Кавказа. На территории Кавказского перешейка [М.Г. Леонов, 1972а, 1975] толщи олистостромов распространены в узкой полосе на границе флишевой зоны южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Полоса выходов олистостромовых толщ вытянута на расстояние более чем 200 км в общекавказском направлении при максимальной ширине 5–7 км. С севера она ограничена поверхностью надвига, по которому перекрыта отложениями мел-палеогенового флиша. На юге, в свою очередь, толщи пород, вмещающие олистостромы, надвинуты на молассовую зону Закавказского срединного массива. Олистостромовые толщи включены во флишевые отложения и приурочены к верхним горизонтам флиша южного склона Большого Кавказа и, по существу, заканчивают флишевое осадконакопление в этой зоне. Дикий флиш (под этим названием описаны олистостромовые образования района) имеет гетерогенное строение: среди основной массы, состоящей из характерных для флиша тонкозернистых песчано-глинистых, реже–карбонатных пород с градационной слоистостью, появляются включения хаотически нагроможденного грубообломочного материала. Включения представлены линзами, пластами и горизонтами олистостромовых образований – глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, подчиненно конгломератов, состоящих из обломков пород более древних, чем вмещающая их масса. Эти же древние породы встречаются в виде отдельных, беспорядочно разбросанных обломков, глыб и пластин (олистолитов). Брекчии характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до многих сотен метров и нескольких километров в длину. Мощность горизонтов глыбовых брекчий достигает 100–200 м, протяженность – до десятков метров. Толщи пород интенсивно дислоцированы. Образование мощных свалов грубообломочного материала связано с разрушением (при надвигании и расчешуивании) приподнятого относительно флишевого прогиба массива Грузинской глыбы.

Возраст отложений, вмещающих олистостромы, определен на основании их стратиграфического положения выше фаунистически датированных отложений среднего эоцена и ниже отложений олигоцена, а также по остаткам фауны нуммулитов как позднеэоценовый – раннеолигоценовый.

Иранский Белуджистан. На территории юго-восточного Ирана, в области юго-восточного окончания зоны Загроса, А. Гансером [Gansser, 1959] описан "флиш с глыбами", который представляет флишевые отложения с заключенными в них телами олистостромов и олистолитов. Толщи флиша надвинуты к юго-западу на зону моласс и тектонически сами перекрыты образованиями "colored melange" – "пестрой смесью" и краевой частью Иранского кристаллического массива. Флиш с глыбами характеризуется наличием в тонкой песчано-глинистой основной массе обломков, глыб и блоков (олистолитов) различных пород. Это прежде всего породы пестрой смеси: серпентиниты, радиоляриты, кремнистые сланцы, известняки, а также глыбы известняков мезозойского возраста и нуммулитовых известняков нижнего–среднего (?) эоцена, которые образуют осадочный чехол надвинутого на дикий флиш Иранского кристаллического массива. Флишевая седиментация не заканчивается в этом районе образованием олистостромовых толщ – она продолжается в олигоцене и, возможно, миоцене.

Возраст флиша с глыбами А. Гансером определен как позднеэоценовый–олигоценовый. Правда, он не приводит указаний на существование фауны в толщах собственно флиша с глыбами. Однако этот флиш содержит отторженцы нуммулитовых известняков нижнего–среднего эоцена и перекрыт нормальными флишевыми отложениями олигоцена, что позволяет считать определение возраста достаточно достоверным.

Можно видеть, что возраст охарактеризованных выше олистостромовых отложений в пределах Альпийско-Гималайского пояса практически одинаков и соответствует позднему—раннему олигоцену (в отдельных случаях концу позднего эоцена—раннему олигоцену), т.е. этап их формирования занимал приблизительно 6—12 млн. лет. Олистостромы позднеэоценового возраста распространены равномерно по всей длине пояса — от Французских Альп до Белуджистана — и приурочены главным образом к его северной внешней зоне. В тех случаях, когда олистостромы этого возраста появляются в более внутренних частях пояса, они (олистостромы) тяготеют к более внешним зонам частных геосинклинальных прогибов (Северные Апеннины).

Среднемеловой этап олистостромообразования

Олистостромовые толщи среднемелового[1] возраста известны в Пиренеях, Бетской Кордильере, Северных Апеннинах, Карпатах, Балканах, Малом Кавказе.

П и р е н е и. Вдоль северного склона Пиренеев на расстоянии более 250 км протягивается полоса выходов хаотически построенных глыбовых образований альб-сеноманского возраста [Rech-Frollo, 1959a,b]. Полоса глыбовых образований приурочена к переходной зоне от "осевой платформы" на юге к зоне флишевого прогиба на севере, т.е. соответствует краевой части флишевого прогиба. На юге олистостромы во многих местах залегают прямо на метаморфизованных породах палеозоя, к северу фациально замещаются флишевыми осадками. Грубообломочные породы ассоциируются с мелководными и континентальными осадочными образованиями (песчаниками, глинистыми известняками, рифовыми известняками). Нормально осадочные разности пород содержат блоки, глыбы и огромные отторженцы различных, более древних, чем вмещающая их масса, пород: гранитов, девонских известняков, триасовых песчаников, различных метаморфизованных пород палеозоя. Размер обломков достигает десятков метров в поперечнике. Развиты глыбовые брекчии, микробрекчии, конгломераты, переслоенные часто рифовыми известняками. Мощность глыбовых толщ, в частности пуддингов Мендибельза, достигает 1000 м. Их образование связано со значительной тектонической активностью северопиренейской области в альб-сеноманское время.

В С е в е р н ы х А п е н н и н а х [Elter, Trevisan, 1973] олистостромы приурочены к флишевым отложениям сеноманского возраста и замещают их фациально, залегая в ряде случаев на офиолитовом субстрате. Образование олистостромов связано с разрушением хр. Бракко, который был расположен на границе внутренней — Лигурийской — и внешней — Тоскано-Умбрийской — зон и был "фокусом" повышенной тектонической активности в альбе и сеномане. Среди флишевых отложений, а иногда и самостоятельно, прямо на офиолитовом субстрате, появляются слои и линзы глыбовых брекчий из обломков пород офиолитовой ассоциации и отложений верхней юры и мела. Цемент образован породами питающей провинции или сильно обогащен материалом пород, по которым шло скольжение. Известны брекчии, состоящие из офиолитов и известняков с кальпионеллами без пелитовой основной массы. Олистостромы с малым объемом глинистого материала локализуются вблизи зоны разрушения, с большой примесью глинистого материала — в более отдаленных районах. Устанавливается, что перемещение олистостромовых тел могло достигать 50 км. С брекчиями ассоциируются крупные блоки (до нескольких километров) диабазов и серпентинизированных перидотитов.

В К а р п а т а х олистостромы мелового возраста развиты во многих местах вдоль фронтальной части зоны Внутренних Карпат [Мурджяну и др., 1961; Патрулиус, Попеску, 1960; Онческу, 1960; Carte geologique, 1968a,b]. Олистостромы этих районов или связаны с отложениями флишевой зоны, или расположены в зоне надвинутых на флиш внутренних кристаллических массивов, в отдельных случаях (массив Бучеджи) трансгрессивно перекрывая более верхними гори-

[1] Понятие "среднемеловой" употреблено не в смысле среднего отдела меловой системы Западно-Европейской геохронологической шкалы, а в смысле "середины мелового периода".

зонтами обе зоны. Нижние горизонты олистостромов заключены часто во флишевые осадки в виде линз и горизонтов глыбовых брекчий, а также отдельных олистолитов, величина которых достигает многих километров. В некоторых местах, как, например, в горах Першани, олистостромы представлены бесструктурными песчано-глинистыми отложениями (основная масса), в которых заключены хаотически нагроможденные несортированные и неокатанные обломки, глыбы и большие блоки разнообразных магматических и осадочных пород. Особенно многочисленны обломки триасовых известняков, которые тектонически перекрывают олистостромовые отложения. Перекрытие покровов юрско-меловых карбонатных пород олистостромовой толщей, состоящей из обломков пород покрова, наблюдается в долине р. Биказ. Более высокие стратиграфические горизонты слагают образования типа широко известных "конгломератов Бучеджи", сложенных мощной (до 1000 м и более) серией грубообломочных пород. В целом серия представлена грубослоистыми крупногалечными конгломератами и песчаниками, среди которых заключены горизонты и небольшие тела олистостромов в виде глыбовых брекчий, а также отдельные олистолиты, размер которых может достигать многих тысяч кубических метров. Обломки в конгломератах и в олистостромах представлены магматическими, метаморфическими и осадочными породами, которые слагают фундамент и осадочный чехол внутренних массивов. Нижняя часть олистостромов, связанная с флишем или не связанная с каким-либо формационным типом пород, на основании собранных остатков ископаемой фауны и стратиграфического положения отнесена к баррему – апту [Патрулиус, Попеску, 1960] или баррему – нижнему альбу [Мурджяну и др., 1961]. Отметим, что олистостромы появляются только в верхней части флишевой толщи указанного возраста и могут, следовательно, быть отнесены к апту или апт-альбу. Толщи конгломератов и брекчий типа Бучеджи отнесены или к альбу, или к верхнему альбу—сеноману. Отнесение олистостромов к баррему, на мой взгляд, спорно, так как в них среди обломков встречены известняки ургонской фации (баррем—апт), и содержащие их осадки должны быть моложе по крайней мере нижнего апта. Во всяком случае несомненно, что главная масса олистостромов образовалась в апт-альб-сеноманское (?) время.

Балканский хребет. На территории Старой Планины известна полоса олистостромовых образований, которая имеет протяженность порядка 150 км при ширине 1–5 км [Начев и др., 1967]. Отложения олистостромовой свиты представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками основной массы, в которую включены тела олистостромов и олистолитов. Соотношение основной массы и глыбового материала резко неравномерно. В составе обломков присутствуют карбонатные, терригенные и глинистые породы триаса, нижней, средней и верхней юры, нижнего мела до валанжина включительно. Возраст олистостромовой свиты определен на основании стратиграфического положения, содержания обломков и собранных ископаемых остатков фауны как альб-нижнесеноманский.

Малый Кавказ. Олистостромовые отложения этого района слагают верхние горизонты автохтонного разреза Севано-Акеринской зоны [Соколов, 1975]. Нижние части разреза представлены вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями юры—нижнего мела, выше которых следует флишоидная толща альб-сеноманского возраста. Флишоидная толща постепенно сменяется вверх по разрезу серией пород (до 1000 м мощностью), в которой чередуются нормально осадочные песчано-глинистые отложения и горизонты и линзы глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий и конгломератов, сложенных продуктами разрушения пород офиолитового комплекса. Размер отдельных олистолитов достигает нескольких километров. Распределение глыбового материала неравномерно. Вся толща олистостромов интенсивно дислоцирована, имеет хаотический облик и перекрыта тектоническим покровом офиолитов, за счет разрушения которого она и образовалась. Возраст олистостромовой толщи на основании ее стратиграфического положения и остатков ископаемой фауны устанавливается как сеноман-туронский.

Известны олистостромы среднемелового возраста и в некоторых других районах Альпийского пояса: апт-альбские олистостромы гор Апусени [Bordea, 1972; Stefa-

nescu, Zamfirescu, 1964], аптские олистостромы Верхнего Прованса [Graciansky, 1973], позднеальбско-туронские олистостромы Бетских Кордильер [Hoedaemaeker, 1973].

Таким образом, так же, как и для позднего эоцена—раннего олигоцена, устанавливается выдержанный в пространстве и достаточно четко ограниченный во времени [баррем (?)-турон] этап, когда происходило образование олистостромов. При этом главная фаза олистостромообразования охватывает альб-сеноманское время. Продолжительность среднемелового этапа составляет 10—20 млн. лет.

Объем работы не позволяет рассмотреть так же подробно, как это сделано для среднемеловых и позднеэоценовых этапов, олистостромы других этапов, но анализ материала показывает, что в мезозойско-кайнозойской истории Альпийско-Гималайского складчатого пояса могут быть выделены еще три эпохи массового развития олистостромов: позднеюрско-раннемеловая, позднемеловая (кампан-маастрихт) и миоцен-четвертичная, распадающаяся на ряд более дробных интервалов.

Позднеюрско-раннемеловые олистостромы имеют незначительное распространение и известны в настоящее время далеко не повсеместно. Они, как правило, или приурочены к флишевым прогибам, знаменуя своим появлением начало флишевой седиментации, как, например, в Титонском флишевом бассейне Болгарии, или связаны с офиолитовой ассоциацией пород, что можно наблюдать в Апеннинах.

Олистостромы конца позднего мела [кампан-маастрихт, до палеогена (?)] распространены достаточно широко в пределах Альпийско-Гималайского пояса. Они известны в Пьенинском утесовом поясе, Южном склоне Большого Кавказа, Ликийском Тавре [Graciansky, 1968, 1973], районе массива Битлис [Radelli, 1971], возможно в Гималаях (Гансер, 1976) и Омане [Wilson, 1969; Glennie e.a., 1973], и могут быть выделены в самостоятельный этап.

Миоцен-четвертичные олистостромы распространены главным образом вдоль южной окраины Альпийского пояса и спорадически вдоль северной. Они известны в Бетской Кордильере [Hoedaemaeker, 1973], Марокко, Алжире, Тунисе [Tectonique de l'Afrique, 1971], Сицилии [Broquet, 1966; Jacobacci e.a., 1962; Beneo, 1958], Северных Апеннинах [Elter, Trevisan, 1973], Турции [Graciansky, 1968, 1973; Radelli, 1971], Крыму, Памире [Щерба, 1975] и в других местах. Этот, наиболее поздний этап формирования олистостромов может быть подразделен на ряд подэтапов меньшей продолжительности, что хорошо видно на рис. 24.

Итак, в геологической истории Альпийско-Гималайского пояса могут быть выделены пять возрастных уровней, на которых в массовых количествах образуются олистостромы. Это не значит, однако, что в промежутках между этими уровнями образования олистостромов не происходило совершенно. Они образовывались, но спорадически, не имели массового распространения в пределах сколько-нибудь значительных пространств и были, как правило, незначительных объемов.

Можно видеть, что олистостромы образуются в достаточно узком интервале времени. Длительность эпох, во время которых происходило накопление олистостромов, невелико и составляет один-два, реже — три-четыре века. По продолжительности этапы олистостромообразования сравнимы и в среднем составляют 5—20 млн. лет. Более точно (исходя из геологических данных) оценить время их формирования невозможно. Однако становится ясно, что процесс их накопления чаще всего не представляет единовременного акта, а требует определенного времени.

Следует также учитывать, что имеющиеся данные в одних случаях свидетельствуют о некоторой разновременности образования олистостромов в различных районах (например, для среднемелового этапа), а для других этапов (позднеэоцен-раннеолигоценовый), напротив, подтверждают их достаточно строгую одновременность возникновения. С чем связано это явление, в настоящее время неясно. Возможно, что разнобой возрастных определений есть результат ошибки палеон-

тологического метода и некоторая разновременность действительно имеет место. Важно, что продолжительность образования олистостромов на всех этапах, по-видимому, сравнима (одного порядка).

Выделенные этапы формирования олистостромов по времени совпадают с орогеническими фазами Г. Штилле. Позднеюрский–раннемеловой этап — с позднекиммерийской фазой, среднемеловой — с австрийской, позднемеловой — с ларамийской, позднеэоцен-раннеолигоценовый — с пиренейской, миоцен-четвертичный — с серией дробных фаз этого времени. Причем интересно, что временные пики возникновения олистостромов приурочены к установленным структурными методами деформациям (складчатости, по Г. Штилле) первого порядка, т.е. наиболее интенсивным. Смысл этого совпадения станет ясным из дальнейших рассуждений.

Типы олистостромов и их пространственное распределение

Итак, рассмотрены закономерности временного распределения олистостромов в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса и установлено, что их образование приурочено к достаточно коротким промежуткам времени. Но упорядоченность их размещения выражена также и в их приуроченности к определенным зонам складчатой области альпид и связи с определенными формационными типами пород.

Олистостромы в пространственном и формационном плане ассоциируются с несколькими группами пород [М.Г. Леонов и др., 1978], а именно с офиолитовыми комплексами, флишем и молассой. Наибольшим распространением пользуются олистостромы, образовавшиеся в период накопления флишевых отложений. Менее значительны по объемам и занимаемой площади, но также весьма представительны олистостромы, связанные с офиолитовыми и молассовыми комплексами.

Подробное описание этих типов олистостромов дано в специальной статье, здесь же нужно отметить, что, несмотря на сходство их главных черт (огромные массы грубого неокатанного материала, хаотичность, несортированность, интенсивная тектоническая переработка и др.), можно наметить и ряд черт отличия (изменение состава обломков, взаимоотношения с окружающими отложениями, приуроченность к разным зонам Альпийско-Гималайского складчатого пояса, различное время формирования и т.д.). Причем эти отличия отражают место олистостромов в истории развития Альпийско-Гималайского складчатого пояса, начиная с поздней юры и кончая современным этапом. Рассмотрим кратко типы олистостромов в зависимости от их приуроченности к той или иной формационной группе пород и их распределении во времени и пространстве.

1. Офиолитовые и офиолитовокластовые олистостромы, связанные с породами офиолитовой ассоциации, сложенные отторженцами пород офиолитового комплекса (как ненарушенного, так и меланжированного). Олистостромы этого типа приурочены главным образом к наиболее ранним этапам возникновения хаотических комплексов и к наиболее внутренним зонам альпид.

2. Олистостромы, связанные с флишевыми отложениями, наиболее значительны по объему и наиболее широко распространены. Они или одновозрастны офиолитовым, или моложе их. По возрасту они соответствуют среднемеловому, позднемеловому и позднеэоценовому этапам. Территориально они приурочены к внутренним областям пояса и к внешним флишевым прогибам, в основном северной периферии пояса.

3. Молассовые олистостромы встречаются, как правило, на более поздних этапах развития Альпийского пояса и расположены главным образом вдоль его южной периферии, появляясь спорадически во внутренних районах и по северной окраине пояса.

Таким образом, олистостромы, связанные с различными формационными группами пород, распределены во времени и пространстве определенным образом. Офиолитовые приурочены к наиболее ранним этапам и занимают центральные участки пояса, представляющие глубоководные бассейны с корой океанического

типа, флишевые – более поздние и приурочены к более внешним зонам Альпид, тогда как молассовые – наиболее молодые и залегают среди молассовых отложений южной и частично северной окраин Альпийско-Гималайского пояса.

Однако в пределах одного этапа могут быть встречены олистостромы различных типов, хотя преобладает обычно какой-либо один. Так, например, среди олистостромов позднеэоцен-раннеолигоценового этапа (в основном флишевых) известны олистостромы офиолитокластовые (Турция) и молассовые (Французские Альпы), среди олистостромов среднемелового этапа (главным образом офиолитовых) – в большом числе флишевые и реже молассовые (Карпаты).

Олистостромы одного этапа (лучше всего это видно на примере позднеэоцен-раннеолигоценового этапа) приурочены к разным структурно-формационным зонам складчатой области и к различным этапам ее развития. В зоне южного склона Большого Кавказа и в Ультрагельветской зоне Альп олистостромовые отложения заканчивают этап флишевого осадконакопления. В Динаридах и Иранском Белуджистане они заключены внутри флишевых отложений – флишевый этап продолжается в олигоцене и, возможно, миоцене. В субальпийских цепях Франции олистостромы слагают нижние горизонты альпийской молассы; они образовались вне собственно-геосинклинальной области – в краевой зоне платформы. В Болгарии образование олистостромов происходит в зоне "стабильного" Родопского массива, на территории которого длительное время не происходило накопления осадков. Такая же закономерность наблюдается и для олистостромов других этапов. В течение среднего мела олистостромы формировались в бассейнах с океаническим типом коры (Апеннины), во флишевых прогибах (Пиренеи), в зонах с относительно стабильным режимом (Карпаты).

Во время миоцен-четвертичного этапа образование олистостромов хотя и проходило преимущественно в бассейнах молассового типа, однако по своему режиму и месту в геосинклинальной области Тетис они оказывались часто резко различны. Так, олистостромы Северной Африки образуются в это время в бассейнах, имеющих характер типа флишевых, на Памире формируются олистостромы среди континентальных моласс, причем предыстория развития этих регионов была резко различна.

Таким образом, олистостромы одного этапа образуются в различных структурно-формационных зонах Альпийско-Гималайского складчатого пояса независимо от предыстории их геологического развития и стадии, на которой к моменту формирования олистостромов находилась та или иная зона. Но принадлежность олистостромов к какой-либо структурно-формационной зоне и к определенной стадии ее развития находит выражение в составе и строении олистостромов и вмещающих олистостромы отложений, т.е. тип олистостромов (офиолитовые, офиолитовокластовые, флишевые, молассовые) отражает определенный момент истории развития каждой конкретной области, где формируется олистостром. Нахождение же олистостромов одного этапа в областях с различной геологической историей должно, по-видимому, свидетельствовать о каком-то процессе – едином для значительных территорий складчатой области, который накладывается на процессы, ответственные за узкорегиональное развитие.

Для того чтобы понять, какой же процесс ответствен за образование олистостромов на столь значительных пространствах, обратимся к проблеме генезиса олистостромов.

Генезис олистостромов

По поводу происхождения олистостромов существуют различные точки зрения, детальный разбор которых приведен в специальной работе [М.Г. Леонов, 1978]. Однако в настоящее время имеется довольно представительный фактический материал, позволяющий прийти к достаточно обоснованным выводам по этому вопросу. Анализ морфологии олистостромовых тел и их взаимоотношения с окружающими образованиями показывает, что в процессе формирования олистостромов большую роль играют оползневые процессы. Действительно, нормальные стратиграфические контакты олистостромов с подстилающими и перекрывающими отло-

жениями, хаотическая внутренняя структура, выпахивание подстилающих слоев и как следствие захват их в состав олистостромов, присутствие структур подводного оползания и переотложенной мелководной фауны, мощные свалы несортированного грубого материала среди часто достаточно глубоководных осадков непреложно свидетельствует, как и считает большинство исследователей, о подводно-оползневой (или, что реже, субаэрально-оползневой) природе олистостромов. Возникновение масс грубообломочных пород связывается с обрушением относительно приподнятого уступа (Брианская зона Альп, Грузинская глыба Кавказа, хр. Бракко в Апеннинах и т.д.) в условиях гравитационной неустойчивости и последующим оползанием этого материала в глубь бассейна седиментации.

Однако некоторые особенности строения и распространения олистостромов не могут быть объяснены оползневым механизмом в чистом виде. Главные из них следующие:

— Олистостромы пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, по которым либо установлены, либо предполагаются по косвенным признакам надвиговые перекрытия.

— Олистостромы и олистолиты, как правило, состоят из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются или которым перекрыты.

— Олистостромы приурочены к определенным интервалам, во время которых установлены крупные покровные перемещения масс горных пород.

— Олистостромы (в пределах одного интервала) распространены чрезвычайно широко, протягиваясь (с перерывами) на многие сотни и тысячи километров.

— Олистостромовые комплексы часто перекрыты тектоническими покровами и тектонически интенсивно переработаны.

— В олистостромах присутствует динамически обработанный материал: обжатые, сглаженные, штрихованные обломки.

— Хаотические брекчии олистостромов имеют непосредственную пространственную связь с покровными пластинами, выраженную в постепенных переходах между ними.

Все перечисленные особенности заставляют искать для объяснения формирования олистостромовых толщ, помимо чисто оползневого, и другие варианты.

В настоящее время все большее число геологов приходят к выводу о возникновении олистостромов за счет разрушения тектонических покровов. Впервые на связь олистостромов (дикого флиша) с разрушением покровов обратил внимание Г. Шардт [Schardt, 1898], который связал образование толщ дикого флиша Центральной Швейцарии с разрушением лобовой части покрова Клиппов, обратив внимание на тот факт, что в непосредственной близости от клиппов в подстилающих их образованиях дикого флиша содержатся отторженцы пород в фациях покрова Клиппов. В дальнейшем гипотеза происхождения олистостромов за счет разрушения тектонических покровов находила все больше приверженцев. И действительно, своеобразные условия осадконакопления, связь включений в олистостромах с покровами, которые перекрывают эту характерную группу отложений, частая интенсивная тектоническая переработка олистостромов, конседиментационные покровы в толщах, заключающих олистостромы, совпадение времени возникновения этих осадков со временем интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, пространственная связь олистостромов с тектоническими покровами позволяют объяснить образование рассматриваемых отложений разрушением фронтальных частей продвигающихся покровов. Особенно показательны в этом смысле случаи непосредственного перехода от тектонически раздробленного покрова через тектонические брекчии к типичным олистостромам [М.Г. Леонов, 1978]. Да и распространение олистостромов одного возраста на значительных пространствах (сотни и тысячи километров) вряд ли можно объяснить процессами чистого оползания. Для того чтобы оползни возникли на пространствах такой протяженности, необходима какая-то причина. Такой причиной могут быть только интенсивные тектонические подвижки, что и устанавливается для времени формирования олистостромов.

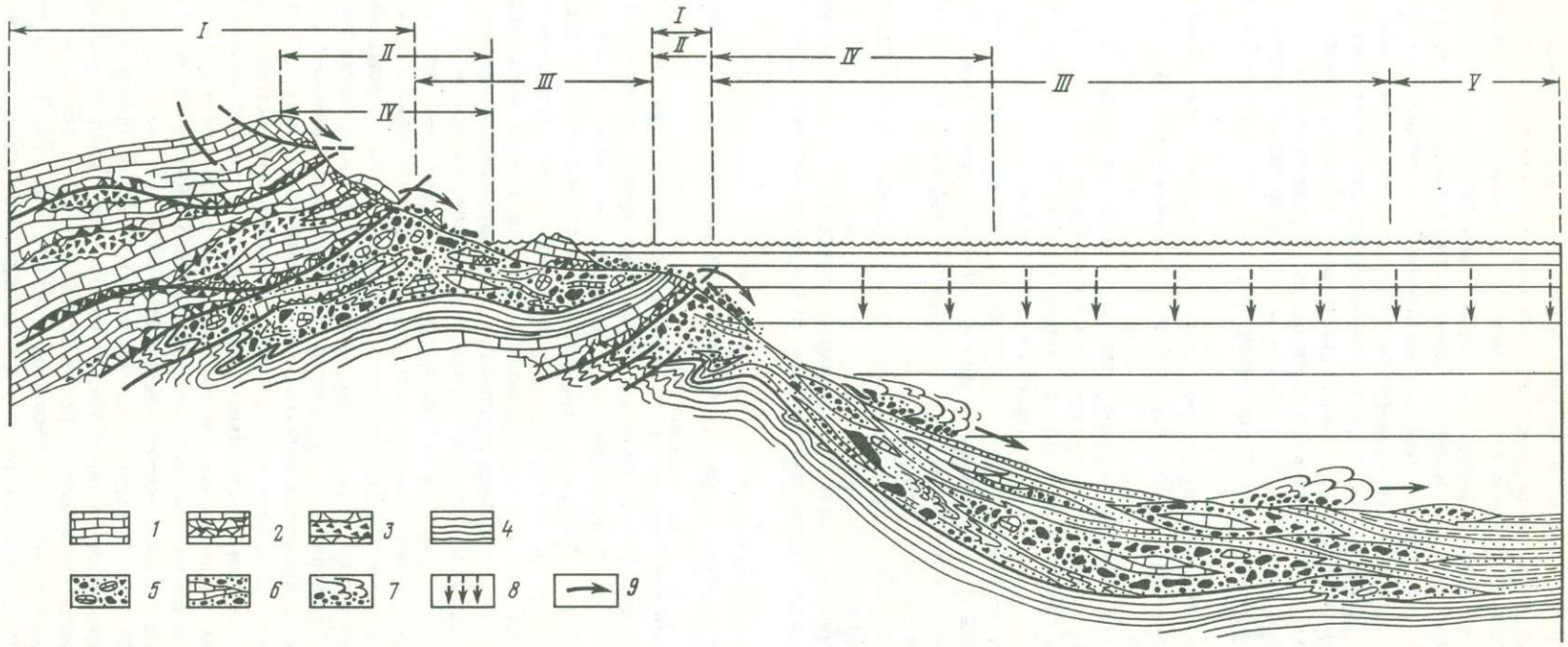


Рис. 25. Принципиальная схема формирования олистостромов

1 — породы аллохтонного массива; *2* — зоны тектонического дробления; *3* — тектонические брекчии; *4* — отложения, подстилающие олистостромы; *5* — олистостромы; *6* — крупные пластины и конседиментационные покровы; *7* — оползни и мутьевые потоки; *8* — пелагическая седиментация; *9* — направление перемещения кластического материала

I — зоны тектонической дезинтеграции, II — зоны выноса тектонического материала на поверхность земли или морского дна, III — зоны отложения и захоронения кластического материала; IV — зоны развития обвально-оползневых процессов

Разрушение же и дезинтеграция тектонических покровов может идти разными путями [М.Г. Леонов, 1978].

Во-первых, обрушение фронтального уступа надвига или покрова, которое происходит за счет тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания.

Во-вторых, тектоническое дробление, расчешуивание и брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов.

В-третьих, тектоническое расчешуивание, брекчирование и образование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий на дневную поверхность или на поверхность морского дна.

Рассмотренные три способа разрушения пород аллохтонных массивов и формирования обломочного материала олистостромов тесно взаимосвязаны и обусловлены активностью тела тектонического покрова или надвига. В большинстве случаев грубообломочный материал образуется тремя способами одновременно (может быть при преобладании какого-либо одного, в зависимости от конкретных условий движения аллохтона), и в теле сформированного олистострома различить материал, обязанный своим происхождением тому или иному процессу, трудно, а порой невозможно.

В дальнейшем обломочный материал или остается непосредственно у подножия разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом черты тектонического происхождения, или под действием силы тяжести перемещается (сползает) в бассейн, где происходит отложение осадков другого типа. В процессе оползания и захоронения грубообломочные толщи приобретают новые, характерные для оползневых тел черты и превращаются в олистостромы (пласты-оползни) в собственном смысле. Но при этом они все же сохраняют в своем внутреннем строении черты первичного генезиса — тектонического.

Таким образом, оползневые черты в большинстве олистостромов отражают не первичную генетическую их сущность, а только способ транспортировки материала. По способу же образования обломочного материала олистостромы — образования тектонические. Их тектоно-осадочная природа подчеркивается особенно четко постепенными, без ясно выраженной границы переходами от тектонически возникших хаотических брекчий к осадочным аналогам. И геологический смысл олистостромов в том, что они являются образованиями, в чертах внутреннего строения которых запечатлена их тектоно-осадочная природа, т.е. олистостромы — это выражение единства и взаимосвязанности тектонических и седиментационных процессов (рис. 25).

Следовательно, установив, что образование олистостромов связано с проявлением тектонических движений, приводящих к возникновению тектонических покровов, и с процессами их разрушения и дезинтеграции, становится ясным смысл выделенных этапов массового проявления олистостромообразования. Эти этапы отражают время интенсивных тектонических движений, связанных с крупными горизонтальными подвижками земной коры в пределах Альпийско-Гималайского пояса. Выявление этих этапов само по себе не ново, так как они были установлены и ранее методами структурной геологии. Однако благодаря изучению олистостромовых образований появилась реальная возможность не только подтвердить существование этих этапов, основываясь на принципиально иной методике, чем это делалось раньше, но и более четко, по палеонтологическим данным, провести их корреляцию в удаленных один от другого районах, а главное оценить их продолжительность. При этом нужно помнить, что олистостромы различных районов не всегда строго одновозрастны: одни—несколько древнее, другие — моложе. И этап времени формирования олистостромов в целом всегда оказывается несколько более длительным, чем время накопления конкретного олистострома или олистостромовой толщи (которое может происходить с большой скоростью), так как он отражает суммарную длительность образования близких по возрасту олистостромовых тел. Разновозрастность же олистостромов может быть обусловлена или

некоторой разновременностью проявления тектонических движений (в пределах одного интервала), или неточностью стратиграфических построений, но так или иначе ясно, что формирование олистостромов, а следовательно, и проявление интенсивных тектонических движений сконцентрированы в пределах узких временны́х интервалов.

Заключение

Рассмотренный материал позволяет сделать следующие выводы.

Во многих районах Альпийско-Гималайского складчатого пояса выделяется комплекс олистостромовых отложений, который характеризуется огромными массами хаотически построенного грубообломочного материала — брекчий, конгломератов, отдельных, достигающих огромных размеров блоков и пластин. Своеобразные условия осадконакопления, пространственная и временная приуроченность их к тектоническим покровам, которые во многих случаях перекрывают эту характерную группу осадков, и совпадение времени возникновения этих отложений со временем проявления интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, позволяют связать формирование олистостромовых образований с разрушением покровов, т.е. доказывается связь их образования с интенсивными тектоническими движениями. Олистостромовые отложения можно считать выражением конседиментационных тектонических фаз [Белостоцкий, 1970; Леонов, 1975].

Выделено пять достаточно четко ограниченных во времени главных этапов массового развития олистостромов: позднеюрский—раннемеловой, среднемеловой, позднеэоценовый—раннеолигоценовый, позднемеловой и миоцен-четвертичный.

Локализация олистостромов во времени дает возможность проследить фазы интенсивных тектонических движений, связанных во многих случаях с покровообразованием, и понять, как эти движения проявлялись в геосинклинальной области Тетис. Длительность эпох, во время которых происходило накопление олистостромов, невелика и составляет обычно один-два, реже — три-четыре века. По общей продолжительности во времени этапы олистостромообразования сравнимы и в среднем составляют 5—20 млн. лет.

Тектонические движения, приведшие к образованию покровов олистостромов в разные этапы, проявились в различных зонах Альпийско-Гималайского пояса. Движения среднего мела охватили в основном более внутренние области и привели к закрытию (во многих случаях аллохтонному перекрытию) геосинклинальных прогибов, о чем еще в 1969 г. писал А.В. Пейве [1969]. В позднем мелу движения охватили более внешние зоны, а в позднем эоцене — раннем олигоцене самые внешние части пояса, в основном северной периферии. Миоцен-четвертичные движения привели к образованию покровов и олистостромов главным образом вдоль южной окраины пояса.

Олистостромы одного этапа приурочены к различным формационно-структурным зонам складчатой области и различным этапам ее развития.

Этапы образования олистостромов приходятся на время формирования флиша. Олистостромы дофлишевого этапа развития пояса встречаются редко и развиты локально. Такая временна́я и часто, как можно было видеть, пространственная связь олистостромов с флишевыми отложениями указывает, возможно, и на образование флиша в эпоху сжатия.

Пространственно-временна́я корреляция олистостромовых образований Альпийско-Гималайского пояса дает возможность по подобным комплексам установить и проследить достаточно кратковременные этапы усиленных тектонических движений, приводящих во многих случаях к образованию покровов, которые проявляются более или менее одновременно или на всем протяжении пояса, или на отдельных его участках, но всегда значительной протяженности (многие сотни и тысячи километров) и захватывают различные структурно-формационные зоны Альпийско-Гимала́йского складчатого пояса и окраин платформ, не считаясь с предысторией их геологического развития.

СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЭТАПОВ НАКОПЛЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ МОЛАСС (НА ПРИМЕРЕ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ)

Особенности моласс как синорогенных образований давно обращают внимание исследователей, занимающихся их расчленением и корреляцией. Прослеживание поверхностей региональных несогласий и размывов для целей стратиграфической корреляции разрезов получило название "диастрофического метода" [Хаин, 1950]; анализ площадных соотношений разновозрастных молассовых толщ привел к выделению так называемых перекрывающих и раскрывающих серий [Попов, 1954]. Выянилось, что в стратиграфическом разрезе моласс можно выделить "трансгрессирующие" и "регрессирующие" серии осадков, образовавшиеся в условиях опускания или воздымания размывающейся горной страны, причем смена первых серий вторыми обычно происходит в молассовом разрезе постепенно и не всегда может быть установлена с очевидностью, тогда как переход от регрессирующих серий к трансгрессирующим сопровождается, как правило, отчетливым несогласием или перестройкой структурного плана, размывом, образованием тел олистостромов и другими признаками проявления орогенеза. Литологическая и палеонтологическая характеристика трансгрессирующих и регрессирующих серий отложений весьма изменчива в зависимости от общей палеогеографической обстановки региона, конкретных структурно-геологических условий области размыва и местных ландшафтно-геологических особенностей области седиментации. При их выделении, прослеживании и сопоставлении, помимо структурно-геологических методов исследования (геологическое картирование, прослеживание несогласий, выявлений условий залегания молассовых толщ в разрезе и на площади), важную роль играет так называемый палеогеографический метод стратиграфических корреляций, базирующийся "... на сходстве, но не тождестве изменений условий осадконакопления в различных районах вне зависимости от того, на основании каких видов исследований такие изменения могут быть выявлены" [Жижченко, 1969, с. 13]. Трансгрессирующая и связанная с ней постепенным переходом регрессирующая серии осадков объединяются в структурно-стратиграфические комплексы — "закономерно построенные толщи синорогенных осадков значительной мощности, соответствующие единому крупному циклу седиментации, ограниченные поверхностями региональных несогласий и характеризующиеся спецификой состава, фациального облика и условий залегания" [Расцветаев, 1969]. Таким образом, структурно-стратиграфические комплексы представляют межрегиональные геостратиграфические [Леонов, 1973] единицы комплексного обоснования, так как при их выделении учитывались данные как био- и литостратиграфических, так и палеогеографических и иных историко-геологических видов исследований. Вместе с тем прослеживание этих комплексов и разделяющих их несогласий составляет основу структурно-стратиграфической методики корреляции этапов седиментации и деформации молассовых толщ, что, в свою очередь, позволяет установить наиболее общие черты оротектонического развития крупных территорий.

Нижеследующий раздел является опытом структурно-стратиграфической корреляции этапов накопления и деформации кайнозойских моласс Южной Туркмении и Юго-Западного Таджикистана. Задача нашего исследования — выяснить, можно ли говорить о единой ритмике оротектонического развития для территорий, весьма удаленных одна от другой и принадлежащих к различным (хотя и смежным) звеньям Альпийского орогенного пояса. Общая схема структурно-стратиграфического расчленения позднекайнозойских моласс юга Средней Азии была разработана Л.М. Расцветаевым при изучении моласс Копетдага и Предкопетдагского прогиба, с описания которых мы и начнем этот раздел.

Общая характеристика альпийских моласс Копетдага и смежных областей Южной Туркмении

Альпийские молассы Копетдага и смежных областей Южной Туркмении представлены мощной, фациально изменчивой толщей морских и континентальных преимущественно терригенных пород олигоцена, неогена и антропогена. В наиболее общем виде эта толща может быть подразделена на три различные в литолого-фациальном отношении единицы (''субформации''). Морские и прибрежно-морские (преимущественно тонкообломочные) отложения олигоцена и нижнего миоцена слагают относительно маломощную нижнюю молассу; средняя моласса (средний—верхний миоцен) характеризуется широким развитием прибрежных и континентальных красноцветов, среди которых существенную роль играют средне- и грубообломочные породы. В строении верхней молассы (плиоцен—антропоген) резко преобладают средне- и грубообломочные породы континентального происхождения. Суммарная мощность альпийских моласс в пределах складчатого сооружения Копетдага нигде не превышает 1000—1500 м; в осевой части Предкопетдагского прогиба она достигает 2500—3000 м, а в Западно-Туркменской впадине — 5000—6000 м и более. В разрезе неогена и антропогена западных районов Южной Туркмении преобладают морские и прибрежно-морские отложения, богатые фауной и хорошо изученные биостратиграфически (Западно-Туркменский морской бассейн). В пределах Центрального Копетдага происходит резкое замещение морских толщ миоцена и плиоцена континентальными отложениями (Предкопетдагский бассейн).

Молассовые образования Копетдага расчленены серией поверхностей размывов и угловых несогласий. Наиболее крупные и значительные из них прослеживаются по всей территории Южной Туркмении и расчленяют всю молассовую толщу на разновозрастные структурно-стратиграфические комплексы, отличающиеся друг от друга по литофациальной характеристике и условиям залегания. Каждый комплекс состоит из двух неравно развитых серий отложений: нижняя —трансгрессирующая (''перекрывающая''), обычно относительно маломощная; верхняя — регрессирующая (''раскрывающая''). Таким образом, структурно-стратиграфические комплексы представляют крупные ритмостратиграфические единицы, отвечающие наиболее общим циклам седиментации района. Эти комплексы являются подразделениями унифицированной (''межрайонной'') регионально-стратиграфической шкалы Южной Туркмении; они имеют весьма сложное строение как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях, объединяя многочисленные свиты, ярусы и горизонты местных (порайонных) схем расчленения разнофациальных молассовых разрезов всех частей Копетдага и смежных областей Южной Туркмении. Межрайонные структурно-стратиграфические комплексы, на наш взгляд, наиболее надежная основа для корреляции и датировки бедных фаунистическими остатками континентальных образований восточной части Средней Азии с более западными разрезами.

В альпийских молассах Копетдага и смежных областей Южного Туркменистана нами выделено шесть структурно-стратиграфических комплексов [Расцветаев, 1972]: узекдагский, гяурский, келятский, боядагский, арчманский и казанджикский (рис. 26, 27).

У з е к д а г с к и й к о м п л е к с (олигоцен) сложен морскими и прибрежно-морскими глинисто-алевритовыми отложениями. В Западном Копетдаге нижняя трансгрессирующая часть узекдагского комплекса сложена верхней (''переходной'') пачкой торымбеурской свиты (частое чередование зеленовато-серых и голубовато-серых глин, алевритов и глинистых песков с прослоями рыхлых песчаников и алевритов мощностью до 60 м), отделенной от нижележащих частей торымбеурской свиты отчетливым размывом. Фауна ''переходной пачки'' довольно разнообразна [Миронова, Сукачева, 1961; Мерклин, Столяров, 1962; Вялов, 1964; Судо, 1968; Дмитриев и др., 1969; Копп, 1972; Невмирич, 1972] и содержит солоноватоводные, а в верхней части и нормально-морские стеногалинные формы, характерные как для белоглинского горизонта верхнего эоцена, так и для различных горизонтов нижнего—среднего олигоцена (включая некоторых моллюсков рюпельского облика). Большинство исследователей склоняются к выводу о нижне-среднеолигоценовом возрасте этих образований.

Верхняя, регрессирующая часть узекдагского комплекса Западного Копетдага сложена темными коричнево-серыми, реже — буроватыми или зеленоватыми бескарбонатными листоватыми алевритистыми глинами с подчиненными им прослоями более светлых слабокарбонатных глин и многочисленными конкрециями доломита и сидерита. М.Л. Копп [1972] выделяет ее под названием кюрендагской свиты. В основании этой серии пород (общая мощность которой достигает в Северо-Западном Копетдаге 360 м) залегают маломощные линзы известковистых песчаников с эндемичной фауной "соленовского горизонта" [Мерклин, 1962], что позволяет сопоставить эти слои с алкунским горизонтом среднего майкопа Северного Кавказа [средний (?) олигоцен]. Из средних горизонтов кюрендагской свиты извлечены остатки соленолюбивых моллюсков, характеризующих более высокие горизонты олигоцена. Здесь же определены многочисленные агглютинированные фораминиферы, относимые разными авторами то к верхнему олигоцену [Дмитриев и др., 1969], то к нижнему миоцену [Бутузов и др., 1972]. Из отложений узекдагского комплекса известны также многочисленные остракоды олигоценового облика.

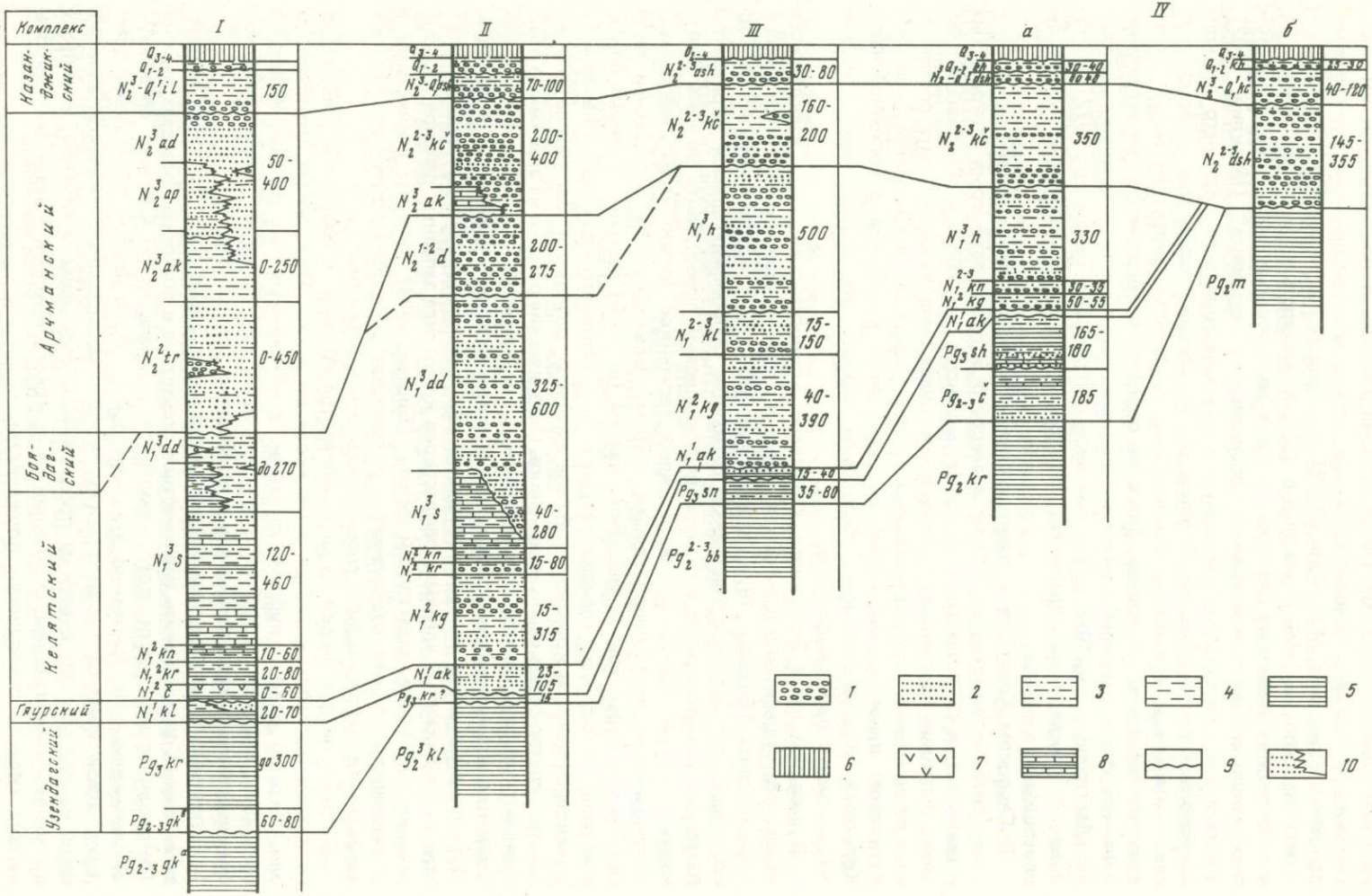
В Гяурском Копетдаге к узекдагскому комплексу нами отнесена сундуклинская свита (мощностью до 100 м) зеленовато- и голубовато-серых алевритистых и слабо известковистых глин, имеющая мощность до 100 м и содержащая комплекс фораминифер раннего—среднего олигоцена. Сундуклинская свита соответствует лишь нижней (трансгрессирующей) части узекдагского комплекса Западного Копетдага; вероятно, вышележащие члены этого комплекса в восточной части Копетдага либо не отлагались, либо были размыты при формировании вышележащего молассового комплекса.

В западной части Восточного Копетдага литологический облик узекдагского комплекса существенно изменяется. Здесь к этому комплексу относится шоркяризская свита [Бирман, 1974] мощностью 150—180 м, которая залегает на подстилающих отложениях с отчетливым размывом, сопровождающимся горизонтом базальных конгломератов с галькой верхнемеловых пород. Свита сложена (снизу вверх): пачкой (25—30 м) светло-серых песчаников, алевролитов и известняковракушечников; монотонной толщей (120 м) зеленовато-серых, в средней части коричневато-бурых глин и алевритов; пачкой (до 30 м) пестроокрашенных пород, в которых чередуются зеленовато-серые глины, желтовато-серые пески и алевриты, малиновые глины и коричневато-бурые алевриты, розовые и желтые плотные доломиты, светло-серые рыхлые песчаники. Органические остатки из этой свиты представляют пеструю смесь верхнеэоценовых, олигоценовых и нижнемиоценовых элементов крымско-кавказской и среднеазиатской биогеографических провинций. Шоркяризская свита условно датируется как нижний—средний олигоцен и сопоставляется с нижними членами узекдагского комплекса западных районов. Подстилающие отложения чильгезской свиты [Бирман, 1974] сложены глинистыми и песчано-алевритовыми отложениями и содержат микрофаунистические остатки, характерные для переходных слоев от верхнего эоцена к олигоцену.

Сходные литологически и микропалеонтологически образования узекдагского комплекса прослеживаются в Предкопетдагском и Мургабском прогибах, где они вскрыты рядом глубоких скважин. В обнаженных же районах Копетдага восточнее меридиана г. Каахки отложения этого комплекса не распространяются, будучи срезаны чехлом плиоценовых молассовых комплексов.

Сопоставляя разрезы узекдагского комплекса Западного и Восточного Копетдага, можно предположить повсеместное отсутствие в восточных разрезах верхней (регрессирующей) части этого комплекса, отвечающей по возрасту среднему—верхнему олигоцену. Возможно, эти образования были нацело уничтожены здесь перед отложением следующего — гяурского — молассового комплекса, залегающего на узекдагском с резким повсеместным размывом, а местами, возможно, и с угловым несогласием. Отложения узекдагского комплекса везде дислоцированы согласно с подстилающими отложениями.

Г я у р с к и й к о м п л е к с (верхний олигоцен—нижний миоцен). В Западном Копетдаге к гяурскому комплексу относятся темно-коричневые и черные глины


Комплекс
I
II
III
IV
а
б
Казанский
Уржумский
Апчанский
Биаг-дагский
Келятский
Гаурский
Узенбаевский
Q_{3-4}
Q_{1-2}
$N_2^3-Q_1^1$ il
N_2^3 ad
N_2^3 ap
N_2^3 ak
N_2^2 tr
N_1^3 dd
N_1^3 s
N_1^2 kn
N_1^2 kr
N_1^2 g
N_1^1 kl
Pg_3 kr
Pg_{2-3} gk
N_2^3 Qps
N_2^{2-3} kč
N_2^3 ak
N_2^{1-2} d
N_1^3 dd
N_1^3 s
N_1^2 kn
N_1^2 kr
N_1^2 kg
N_1^1 ak
Pg_3 kr?
Pg_2^3 kl
N_2^{2-3} ash
N_2^{2-3} kč
N_1^3 h
N_1^{2-3} kl
N_1^2 kg
N_1^1 ak
Pg_3 sp
Pg_2^{2-3} bb
N_2^{2-3} kč
N_1^3 h
N_1^{2-3} kn
N_1^2 kg
N_1^1 ak
Pg_3 sh
Pg_{2-3} č
Pg_2 kr
N_2^{2-3} dsh
Pg_2 m
150
50-400
0-250
0-450
до 270
120-460
10-60
20-80
0-50
20-70
до 300
60-80
70-100
200-400
200-275
325-600
40-280
15-80
15-315
23-105
15
30-80
160-200
500
75-150
40-390
15-40
35-80
30-40
40-60
350
330
30-35
50-55
165-180
185
40-120
145-355
1 2 3 4 5
6 7 8 9 10

кулмачской свиты верхнего майкопа [Копп, 1972] и покрывающие их зеленовато-серые глины "онкофоровых слоев" [Розыева, Узаков, 1962; Розыева, Лаптева, 1973], общая мощность которых составляет 60–120 м. Нижнегяурские отложения Западного Копетдага распространены гораздо шире, чем узекдагские; базальные горизонты кулмачской свиты с глубоким повсеместным размывом ложатся на различные толщи палеогена вплоть до нижнеторымбеурской и верхнекендерлинской подсвит. Кулмачские отложения содержат немногочисленные экземпляры фораминифер Haplophragmoides kjurendagensis Moroz., Nonion (Porosononion) dendiridicus Chalil., Cibicides ex gr. ornatus Berd. и другие формы, характерные для верхнемайкопских отложений Северного Кавказа. Эти формы, а также моллюски Leda fragilis Chenin., L. cf. accepta Liw., Ervillia trigonula Sok., Tapes aff. glandestimus Mayer., Natica burdigalensis Mayer., определенные Н.С. Волковой по сборам А.А. Куделина, заставляют большинство исследователей склоняться в пользу нижнемиоценового возраста отложений, сопоставляемых обычно с караджалгинской (верхняя часть) и ольгинской свитами верхнего майкопа Кавказа [Невмирич, 1972].

Верхняя часть гяурского комплекса Западного Копетдага сложена "онкофоровыми слоями"– маломощной (до 17–20 м) толщей зеленовато-бурых и буровато-коричневых глин, залегающих на кулмачской свите без признаков несогласия. Эти отложения присутствуют лишь в наиболее полных разрезах гяурского комплекса и содержат однообразную солоноватоводную фауну мелких двустворок Oncophora (Rzehakia) socialis Rz., Cardium kartlicum David., позволяющую сопоставлять верхнегяурские образования с коцахурским горизонтом Кавказа. "Раскрывающее" залегание и обедненный солоноватоводный характер фауны онкофоровых слоев Западного Копетдага позволяют говорить о регрессивном характере коцахурских отложений по сравнению с бурдигальскими, залегающими явно трансгрессивно.

В Центральном, Гяурском и Восточном Копетдаге к гяурскому комплексу отнесена маломощная актепинская свита [Судо, 1967] – толща пород общей мощностью 40–100 м, включающая линзовидную толщу белых и светло-серых глинистых кварцевых песков, рыхлых алевролитов и песчаников (актепинские слои) [Данов, 1957], а также подстилающую (и частично замещающую) их пачку пестроцветных и зеленовато-серых, реже – темных майкоповидных глин и алевритов с прослоями песков и песчаников ("слои с нонионидами и остракодами") [Дмитриев, Кожевникова, 1962]. В породах свиты содержится многочисленная фауна, где кавказские и средиземноморские виды соседствуют с типично среднеазиатскими формами.

Нижние и средние горизонты актепинской свиты содержат, по данным М.М. Судо и Т.М. Лаптевой, многочисленные остатки крупнораковинных стеногалинных моллюсков (Cardium cf. multicostatum Bross., C. cf. abundans Liv., Meretrix cf. gigas Lam., Panope cf. menardi Desh., Pectunculus cf. deshayesi Mayer и др.), позволяющих сопоставлять вмещающие образования с сакараульским горизонтом Грузии (кавказский эквивалент бурдигальского яруса Западной Европы). Верхние горизонты свиты содержат комплекс моллюсков коцахурского горизонта Закавказья: Rzehakia ex gr. socialis (Rz.), Siliqua sp., Cardium kartlicum David. [Судо, 1967, 1968, 1970]. Вместе с тем в средней части актепинской свиты Центрального и Гяурского Копетдага (а по буровым данным – и более восточных

Рис. 26. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов Копетдага

I – Западный Копетдаг, II – Центральный Копетдаг, III – Гяурский Копетдаг, IV – Восточный Копетдаг: *а* – западная часть, *б* – восточная часть

1 – конгломераты; *2* – пески и песчаники; *3* – алевролиты, алевриты и супеси; *4* – глинистые алевриты; *5* – глины; *6* – суглинки; *7* – гипсы и ангидриты; *8* – пачки переслаивания глин и известняков; *9* – поверхности размывов и несогласий; *10* – зоны резких фациальных переходов. Названия свит: $P_2^3 kl$ – келятинская, $P_2^{2-3} bb$ – бабадурмазская, $P_2 kr$ – кюрендагская, $P_2 m$ – махмальская, $P_{2-3} gk$ – геокобинская, $P_{2-3} c$ – чильгезская, $P_3 sn$ – сундуклинская, $P_3 sh$ – шоркяризская, $N_1 ak$ – актепинская, $N_1^2 kg$ – карагауданская, $N_1^{2-3} kl$ – калининская, $N_1^3 dd$ – диоджинская, $N_1^3 h$ – халацкая, $N_2^{2-3} kc$ – кельтычинарская, $N_2^{2-3} dsh$ – душакская, $N_2^3 ad$ – аджидеринская, $N_2^3 – Q_1 il$ – иланлинская, $N_2^3 – Q_1 ash$ – ашхабадская, $N_2^3 – Q_1 k\check{c}$ – келатчайская, $Q_{1-2} kh$ – каахкинская

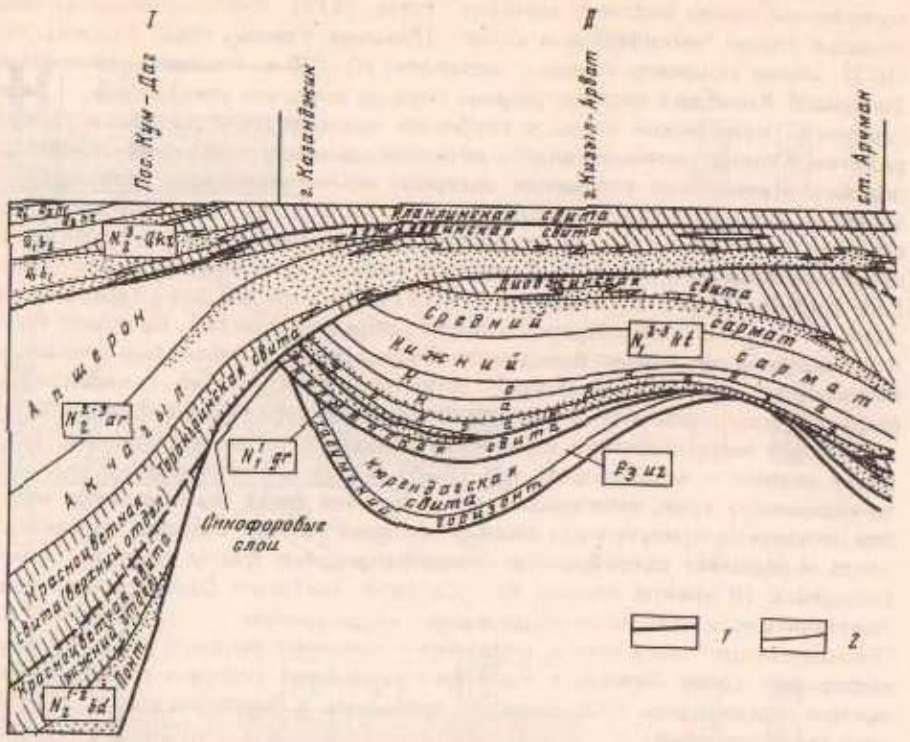


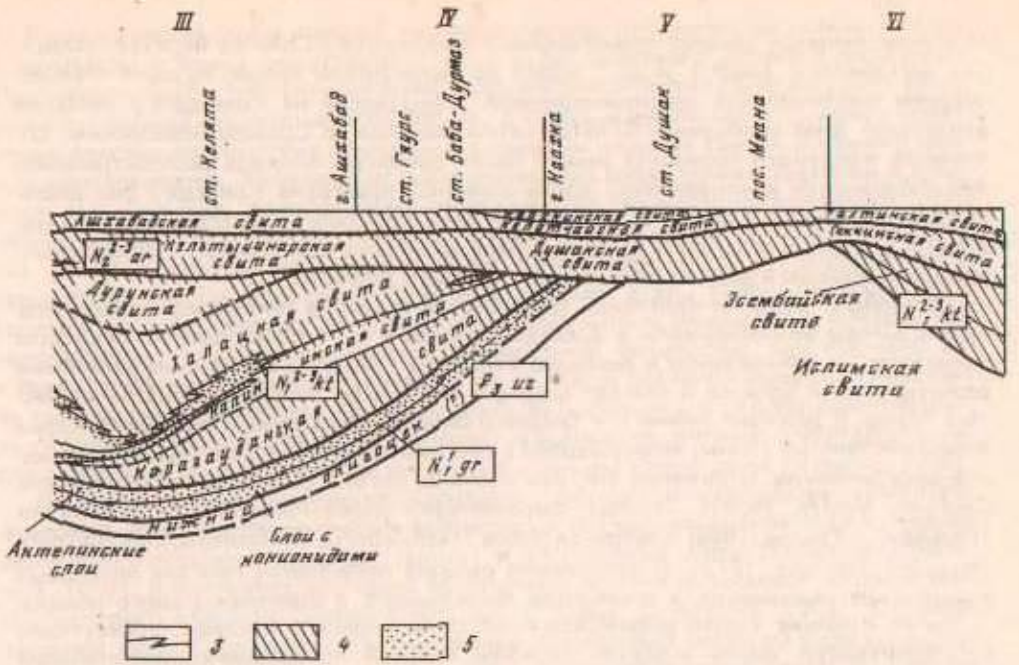
Рис. 27. Схема соотношения молассовых комплексов Копетдага

I — Западно-Туркменская зона, II — Западный Копетдаг, III — Центральный Копетдаг, IV — Гяурский Копетдаг, V — Восточный Копетдаг, VI — Бадхыз

1 — поверхности региональных размывов и несогласий; *2* — нормальные стратиграфические границы; *3* — границы резких фациальных замещений между морскими и континентальными отложениями; *4* — континентальные отложения; *5* — прибрежные отложения. Структурно-стратиграфические молассовые комплексы: $P_3 uz$ — узекдагский, $N_1 gr$ — гяурский, $N_1^{2-3} kt$ — келятский, $N_{1-2} bd$ — бондагский, $N_2^{2-3} ar$ — арчманский, N_2^3—Q ks — казанджикский

районов Туркмении) встречаются моллюски Cardium levinae (helmerseni) Merkl., C. serogosicum Nossov., Cary angusta (Phil.) и другие, характерные для байгубекского горизонта. Р.Л. Мерклин [1962] датировал его верхним олигоценом. Столь же противоречив анализ остатков фораминифер. Здесь наряду с многочисленными экземплярами Porosononion dendridicus (Chal.), P. martkobi (Bogd.), P. granosus (Orb.), Elphidium onersum Bogd., характерными для нижнего миоцена (верхний майкоп Северного Кавказа и Приаралья), присутствует большое количество форм, чаще встречаемых в олигоценовых отложениях Туркмении (Bulimina tumidula Bogd., Asterononion argenicus Bogd., Fibrillus boueanus (Orb.). В связи с этим одни исследователи относят актепинские слои к верхнему олигоцену—нижнему миоцену [Палеоген Туркмении, 1975], другие — только к нижнему миоцену [Судо, 1967, 1968; Невмирич, 1972; Бирман, 1974].

Породы гяурского комплекса дислоцированы, как правило, конформно с подстилающими их отложениями, но повсеместно лежат с резким размывом и географическим (а иногда и угловым) несогласием; в основании трансгрессирующей серии гяурского комплекса обычно фиксируется отчетливая кора выветривания, перекрытая горизонтами глиняных брекчий и линзовидными пачками базальных конгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку кремнистых пород (Западный Копетдаг) и неокомских известняков (Гяурсдаг). Глубина предгяурского размыва достигает в Западном Копетдаге 1000—1200 м, в Восточном — первых сотен метров; имеются предгяурские разрывы с амплитудой в первые десятки и сотни метров, запечатанные трансгрессивным покровом кулмачских (верхнемайкопских) или актепинских отложений [Ятченко, 1969; Бирман, 1974]. Наиболее распространена трансгрессирующая (нижняя) часть гяурского комплекса



[аквитан (?)—бурдигал]; регрессирующая часть (гельвет) фиксируется лишь в наиболее полных разрезах комплекса. Прибрежно-морские образования гяурского комплекса широко распространены вдоль всей Южно-Туркменской системы передовых прогибов (пестроцветно-красноцветная толща Юго-Восточных Каракумов, векильские слои Марыйского района, кызылчинская свита отрогов Юго-Западного Гиссара) и далее на восток (шурысайская свита Юго-Западного Таджикистана).

Келятский комплекс (средний—верхний миоцен) наиболее мощный (800—1100 м) и широко развитый на Копетдаге и в смежных прогибах. Трансгрессирующая серия комплекса наиболее полно представлена в Западном Копетдаге, где она сложена осадками тархана, чокрака, карагана, конки, нижнего и местами среднего сармата; регрессирующую серию этого комплекса слагают песчано-конгломератовые породы диоджинской свиты (сармат, возможно мэотис).

В основании келятского комплекса Западного Копетдага местами выделяются маломощные тарханские глины и пески с Pseudoamussium denudatum Reuss., Ostrea gryphoides Schloth. и др. Однако значительно чаще келятский комплекс Туркмении начинается прямо чокракским горизонтом, залегающим на размытой поверхности подстилающих отложений (от майкопа до эоцена). Это —глины, пески, песчаники и известняки-ракушечники мощностью обычно не более 60—100 м; вверху — пласты пестроокрашенных пород и гипсов. В нижних слоях присутствует богатая стеногалинная фауна моллюсков (Chlamys pertinax Zhizh., Leda fragilis Chemn. и др.) [Розыева, Узаков, 1962, 1965]. В верхних горизонтах чокракского разреза отмечается резкое обеднение видового состава фауны и появление остракод; гипсы и пестроокрашенные пачки прибрежно-континентального облика позволяют говорить о местной регрессии, наступившей в конце чокракского времени. Караганские отложения (90 м) местами ложатся на чокрак с некоторым размывом и знаменуют новый этап среднемиоценовой трансгрессии. Они представлены известковистыми голубовато-серыми глинами и рыхлыми песчаниками и алевролитами, мергелями и глинистыми алевролитами с прослоями известковистых песчаников и известняков с фауной спаниодонтелл и мелких гастропод.

Вышележащие конкские отложения (80 м) обычно не отличаются от караганских по литологическому составу и связаны с ними постепенным переходом; они содержат богатую и разнообразную фауну моллюсков, позволяющую выделять здесь эрвилиевые, фоладовые, веселянские и сартаганские слои [Розыева, Лаптева, 1973].

Наиболее пышный расцвет стеногалинных моллюсков [Chlamys malvinae (Dub.), Chl. sartaganicus (Andr.) и др.] падает на сартаганское время, которое отвечает времени максимальной среднемиоценовой трансгрессии на Копетдаге и наиболее длительной фазе сообщения Копетдагского бассейна со Средиземноморским. Отложения конкского горизонта имеют более широкую площадь распространения, чем караганские и чокракские; вдоль северных предгорий Копетдага они достигают меридиана ст. Келята. В прибрежной зоне конкского, караганского и чокракского бассейнов отлагались красноцветные оолитовые известняки, свидетельствующие о жарком и засушливом климате среднего миоцена.

Дальнейшее развитие келятской трансгрессии падает на ранне-среднесарматское время. Следы ее обнаружены в последнее время у ст. Баба-Дурмаз на Гяурском Копетдаге; в Центральном и особенно Западном Копетдаге сарматские отложения развиты весьма широко и слагают мощную (до 500 м) толщу карбонатно-глинистых пород. В разрезах нижнего и среднего сармата преобладают голубовато-серые известняковистые глины, чередующиеся с пачками песчаников, мергелей и известняков-ракушечников. Отложения эти, как правило, богаты фауной моллюсков родов Cardium, Mactra, Paphia, Trochus, фораминифер родов Porosononion, Elphidium [Розыева, Узаков, 1965] и остракод родов Trachyleberis, Loxoconcha, Leptocythere [Розыева, Лаптева, 1973]. В отложениях сармата появляются прослои оолитовых известняков, песчаников и гравелитов прибрежного и континентального облика.

Более высокие стратиграфические горизонты верхнего миоцена, образующие регрессирующую серию осадков, сложены мощной прибрежно-континентальной толщей красноцветных пород, получившей название диоджинской свиты [Узаков, 1966]. В западных районах Копетдага она представлена толщей буровато-коричневых и палево-бурых алевритов, песчаников и гравелитов с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов (вверху) и мергелей (внизу); общая мощность свиты достигает здесь 300 м. Нижние горизонты ее (60 м) в кизыларватском разрезе охарактеризованы переходным от среднего к верхнему сармату комплексом моллюсков. Вышележащая часть свиты, где отмечены лишь единичные раковины фораминифер и остракод, может соответствовать как верхнему сармату, так и мэотическому ярусу верхнего миоцена. В южных и восточных районах Западного, а также в Центральном Копетдаге позднемиоценовая регрессия началась значительно раньше и верхние горизонты среднего сармата, а иногда и весь сармат в целом представлены континентальными или прибрежно-континентальными отложениями значительной мощности (600—800 м). Фациальный состав диоджинской свиты здесь значительно более грубый: в верхних горизонтах свиты резко преобладают конгломераты, сложенные слабо и среднеокатанной калькой меловых пород.

В Гяурском и западной части Восточного Копетдага келятский комплекс сложен тремя континентальными свитами: карагауданской, калининской и халацкой. Первая сложена ярко-красными глинистыми алевролитами и алевритистыми глинами, переслаивающимися с линзами песчаника, гравелита и конгломерата со средне- и хорошо окатанной галькой. Общая мощность свиты достигает 400—500 м. Возраст этих пород ранее представлялся весьма древним (нижний миоцен; возможно, часть олигоцена). Последние палеонтологические исследования, однако, подтвердили точку зрения Т.Р. Розыевой и О. Узакова [1962] о преимущественно чокракском (может быть, тархан-чокракском) возрасте карагауданской свиты. В подстилающих эту свиту известковистых алевролитах в Актепинской гряде Центрального Копетдага В.Н. Крымусом и М.М. Судо обнаружены остатки тарханских устриц Ostrea gryphoides Schloth., а в самих красноцветах карагаудана Гяурсдага (урочище Генды-Чешме) обнаружены микропалеонтологические комплексы чокракского возраста [Розыева, Лаптева, 1973]. Нижнемиоценовые комплексы моллюсков и фораминифер в подстилающих карагаудан отложениях установлены сейчас в целом ряде разрезов Центрального, Гяурского и Восточного Копетдага [Судо, 1967, 1968; Невмирич, 1972; Бирман, 1974]. Таким образом, возраст нижней части карагауданской свиты не может быть древнее тархана. В предгорьях Центрального Копетдага на карагауданской свите с размывом залегают караганские конгломераты со Spaniodontella sp., что определяет верхний предел возраста этой свиты.

Карагауданская свита ложится на подстилающие отложения по резкой границе с размывом и корой выветривания, хотя и без заметного углового несогласия. Она перекрывается песчано-конгломератовыми отложениями калининской и халацкой свит (общей мощностью 400—600 м), в которых преобладают буровато-коричневые рыхлые алевритовые песчаники с линзами плотных средне- и крупногалечных конгломератов. Калининская свита отличается более тонким составом и красноватыми (нередко зеленоватыми) оттенками; ее мощность не превышает 100—140 м, условная датировка — караган, конка и нижний сармат. В верхних горизонтах свиты в разрезе Баба-Дурмаз были обнаружены морские фораминиферы сарматского (нижнесарматского?) облика [Бирман и др., 1968]. Халацкая свита залегает на подстилающих отложениях с повсеместным размывом и локальными несогласиями; она характеризуется значительной мощностью (до 400—600 м) и более грубым составом (в стратотипе на хр. Халац она почти наполовину состоит из грубых конгломератов). Халацкая свита по положению в разрезе сопоставляется с диоджинской (средний сармат—мэотис), в основании которой некоторыми исследователями также отмечаются локальные размывы и несогласия [Ятченко, 1969].

На юго-восточном окончании Копетдага (Бадхыз) к келятскому комплексу относятся красноцветные песчано-алевритовые осадки кашанской толщи, подразделяемой иногда на ислимскую (внизу) и эсембайскую свиты [Смирнов, Ибрагимов, 1965]. В основании последней обнаружены остатки ископаемой жирафы миоплиоценового возраста (Samotherium sp.) [Година, Дубинский, 1963]. В северо-западной части Туркмении (Красноводский полуостров) аналогом карагауданской и халацкой свит являются карайманская и кызылбурунская свиты О. Узакова [1966] — континентальные толщи, залегающие ниже и выше маломощных прибрежных отложений среднего (а на севере полуострова — и верхнего) миоцена.

В келятском комплексе могут быть намечены по меньшей мере три подкомплекса, разделенные достаточно отчетливыми, хотя и незначительными размывами. Нижний подкомплекс включает отложения тархана и чокрака (на востоке — карагауданская свита), представляющие осадки единого седиментационного ритма, заканчивающегося общей регрессией на границе чокрака и карагана (гипсы, красноцветы, обеднение фауны); выше следуют осадки карагана, конки и нижнего — среднего сармата, отвечающие главной фазе средне-позднемиоценовой трансгрессии (караган — средний сармат) и последующей мощной регрессии (средний — верхний сармат). По характеру фауны и чередованию осадков в прибрежной зоне Западно-Копетдагского миоценового залива, внутри конкских, нижне- и среднесарматских отложений выявляется ряд более частных трансгрессий и регрессий. Верхний подкомплекс охватывает осадки диоджинской и халацкой континентальной свит, вероятно, соответствующие верхней части верхнего сармата и, возможно, мэотису. В подошве этих образований также намечается слабое угловое несогласие.

Следующий комплекс, который мы именуем б о я д а г с к и м, представлен в Южной Туркмении крайне неполно (по-видимому, главным образом из-за последующего среднеплиоценового размыва), намечается предположительно, по данным бурения в Западно-Туркменской впадине. Сюда нами отнесены морские зеленоватые известковистые глины с понтической микрофауной [Маркова, 1962; Розыева, 1969], подстилающие красноцветную толщу в Прибалханском районе в ряде структурных зон (трансгрессирующая серия мощностью 300—400 м) и согласно залегающие на них песчано-глинистые осадки нижнего отдела красноцветной толщи Западного Туркменистана (регрессирующая серия общей мощностью до 1200—1500 м). В пределах Центрального Копетдага их возможными аналогами являются песчано-конгломератовые образования дурунской свиты [Расцветаев, 1969] — песчано-конгломератовой толщи (до 350 м) зеленовато-бурых алевролитов и слабоокатанных плохо сортированных обломков нижнемеловых пород, сцементированных рыхлым суглинком. Дурунская толща залегает с видимым несогласием на диоджинских конгломератах и перекрывается прибрежно-континентальными отложениями верхнего плиоцена.

Фаунистически охарактеризованные отложения мэотиса в Южной Туркмении не обнаружены, что затрудняет проведение нижней границы боядагского комп-

лекса. В последние годы бурением в районе Боядага [Горобцов и Сахиббаев, 1972] и в ряде других мест Западной Туркмении установлено трансгрессивное залегание понтических отложений на меловых и палеогеновых ядрах погребенных структур, что как будто бы подтверждает значительность предпонтического размыва. Общеизвестна роль предпонтических движений и в создании неотектонических структур Восточного Кавказа [Милановский, Хаин, 1963].

Вышележащий арчманский комплекс отделен крупнейшим региональным несогласием, отчетливо прослеживающимся не только в системе Южного Каспия, но и далеко за его пределами, от келятского и боядагского комплексов. Арчманский комплекс (средний—верхний плиоцен) Западного Копетдага включает отложения торонглинской свиты ("подакчагыл"), акчагыла и аджидеринской свиты ("нижний акчагыл"). Торонглинская свита [Али-Заде, 1961] представлена песчано-конгломератовой толщей изменчивой мощности (от 0—50 до 250—300 м), резко несогласно и с размывом ложащейся на подстилающие осадки. В Северо-Западном Копетдаге и в Данатинском прогибе она соответствует, по-видимому, верхним горизонтам красноцветной толщи (балахан) и, возможно, самым низам нижнего акчагыла. С локальным несогласием и размывом на торонглинскую свиту ложатся морские осадки акчагыла, в наиболее полных разрезах Западного Копетдага представленные всеми тремя подъярусами. Нижний акчагыл сложен известковистыми глинами и мергелями с многочисленной однообразной фауной мелких Avimactra и Clessiniola [Чельцов, 1964]. Мощность колеблется от 0 до 120 км. Для нижнего акчагыла (как и "подакчагыла") характерно ингрессивное залегание, в связи с чем разрез акчагыла часто начинается непосредственно со среднего подъяруса, соответствующего максимальной стадии верхнеплиоценовой трансгрессии на Копетдаге. Осадки среднего акчагыла (100—250 м) представлены чередованием известковистых глин и косослоистых песков зеленоватых, коричневатых или яркопестрых расцветок с песчаниками и известняками-ракушечниками, нередко с мелкой галькой и гравием. Они содержат богатую акчагыльскую фауну Cardium dombra Andrus., Mactra subcaspia Andrus. [Али-Заде, 1961; Чельцов, 1964].

Морские отложения верхнего акчагыла, распространенные на значительно меньшей площади, чем среднего, слагают регрессирующую серию комплекса. Это — косослоистые пески, супеси, глины и гравелиты, в которых наряду с обычными акчагыльскими видами появляются Potamides caspium Andrus., P. sumbarensis Kol., Micromelania eldarica Kol., Dreissensia polymorpha Pall. и другие формы верхнего акчагыла и апшерона. В восточной части Западного Копетдага они замещаются нижней песчано-конгломератовой пачкой аджидеринской свиты [Копп, Расцветаев, 1969], представляющей собой надводнодельтовые и пролювиальные осадки. Верхнеакчагыльские породы отделены от подстилающих отложений выдержанным размывом и слабым угловым несогласием; с нижележащими осадками нижнего апшерона они связаны постепенным переходом. Морские отложения нижнего апшерона распространены лишь в западных отрогах Копетдага; они узнаются по редкой содержащейся в них фауне моллюсков из родов Streptocerella, Micromelania, Clessiniola, Dressensia и др. [Попов, 1961]. Морские среднеапшеронские отложения развиты несколько шире нижнеапшеронских, но также локализуются в пределах Северо-Западного Копетдага, протягиваясь далеко на восток лишь вдоль северных предгорий Передового хребта [Попов, 1961]. Эти отложения (до 240 м) представлены песками, супесями и песчанистыми глинами коричневато-серых и зеленовато-серых тонов общей мощностью до 240 м; они содержат обильную фауну моллюсков, остракод и фораминифер. Среднеапшеронские породы залегают на подстилающих отложениях с повсеместным размывом и локальным несогласием. В центральных и восточных районах Западного Копетдага им соответствуют осадки средней (песчано-глинистой) пачки аджидеринской континентальной свиты. Верхняя пачка этой свиты, сложенная конгломератами, глыбовыми конгломератами и конгломерато-брекчиями с прослоями супесей и песков, прослеживается по всей территории Западного Копетдага. В Западно-Туркменской впадине эти континентальные образования замещаются морскими осадками верхнего апшерона, содержащими сильно обедненный комплекс моллюсков среднего подъяруса, некоторые новые

виды кардиид и дрейссенсиид, а также множество пресноводных моллюсков [Попов, 1961].

Общая мощность арчманского комплекса Западного Копетдага достигает 500—700 м, причем с запада на восток наблюдаются закономерное замещение морских отложений континентальными и возрастание относительной роли грубообломочных пород. В пределах Юго-Западной Туркмении суммарная мощность арчманского комплекса возрастает до 2500 м за счет резкого увеличения мощности верхнего красноцвета и апшерона. В разрезе арчманского комплекса отчетливо выделяются трансгрессирующая (верхний красноцвет — средний акчагыл) и регрессирующая (верхний акчагыл — апшерон) серии; наряду с этим локальные несогласия и более сложный характер ритмичности внутри комплекса позволяют расчленять его на более дробные структурно-стратиграфические единицы. Наиболее четко обособляется ягытский подкомплекс (средний — верхний апшерон), протягивающийся по всей территории Северо-Западного Копетдага и отделяющийся от собственно-арчманского подкомплекса весьма выдержанным размывом. Значительное несогласие прослежено М.Л. Коппом также в основании толщи верхнего акчагыла — нижнего апшерона (куйджикский подкомплекс). Менее четко обособляется нижнеарчманский подкомплекс (верхний балахан—нижний акчагыл), присутствующий далеко не во всех разрезах Западного Копетдага, но резко возрастающий по мощности в Юго-Западной Туркмении.

Восточнее меридиана г. Бахарден морские и прибрежные отложения арчманского комплекса целиком замещаются континентальной песчано-конгломератовой толщей кельтычинарской свиты [Бирман, Расцветаев, 1967]. Кельтычинарская свита сложена палево-бурыми рыхлыми алевролитами с линзовидными прослоями и пачками конгломератов, глыбовых конгломератов и конгломерато-брекчий, представляющих различные фации подгорно-веерного пролювиального шлейфа предгорий. Галька конгломератов плохо окатана и слабо сортирована; быстрая изменчивость фаций и преобладание обломков местных пород в конгломератах свидетельствуют об энергичном размыве краевых частей Копетдага во время формирования кельтычинарской свиты. Мощность свиты колеблется от 160 до 400 м; в основании ее повсеместно прослеживается глубокий размыв, местами сопровождающийся резким угловым несогласием. Верхней горизонты кельтычинарской свиты обогащены грубообломочным материалом и, по-видимому, отвечают верхней пачке аджидеринской свиты Западного Копетдага [верхний апшерон (?)].

В пределах Восточного Копетдага к арчманскому комплексу отнесена песчано-конгломератовая душакская свита (350 м), содержащая в средней части остатки степной черепахи Testudo horsfieldi Gray и песчанки Pseudomeriones sp. [Бирман, Расцветаев, 1969], свидетельствующие о средне-верхнеплиоценовом возрасте отложений. Душакская толща ложится с глубоким размывом непосредственно на палеогеновые осадки, срезая все нижележащие молассовые свиты. Далее на восток миоценовые отложения вновь появляются в разрезе моласс, и в пределах Юго-Восточного Туркменистана средне-верхнеплиоценовые осадки арчманского комплекса (тахтабазарская и гокчинская свиты) с размывом ложатся на породы кашанской толщи.

Казанджикский комплекс [верхний апшерон (?) —антропоген] венчает разрез копетдагских моласс. Нижние горизонты этого комплекса сложены иланлинской (Западный Копетдаг), ашхабадской (Центральный и Гяурский Копетдаг) и келатчайской (Восточный Копетдаг) свитами, соответствующими, по-видимому, примерно единому стратиграфическому интервалу [верхний апшерон (?) — нижний баку]. Несортированные и плохо окатанные конгломерато-брекчии, галечники и суглинки (70—120 м) этого комплекса с резким несогласием ложатся на подстилающие породы вплоть до верхней юры. В северо-западных предгорьях Кюрендага и ряде других мест Западного Копетдага эти отложения с размывом и несогласием залегают на прибрежно-морских породах среднего—верхнего апшерона. В пределах Южно-Каспийской впадины нижним горизонтам казанджикского комплекса, по-видимому, соответствует тюркянский горизонт и нижнебакинские отложения с Didacna parvula Nal. [Федоров, 1957].

Иланлинская, ашхабадская и келатчайская свиты нижнеказанджикского подкомплекса заметно дислоцированы и перекрыты несогласно залегающими пролювиальными и аллювиальными осадками верхнего, среднего и, возможно, нижнего плейстоцена. Антропогеновые отложения Копетдага расчленены Б.К. Лузгиным на ряд более мелких "комплексов", соответствующих циклам террасообразования в горной области: сакисябский [верхний баку(?)], яблоновский (средний плейстоцен), багирский (верхний плейстоцен) и арвазский (голоцен). Эти отложения в Предкопетдагском прогибе слагают мощную (до 150—200 м) песчано-галечную толщу, образующую верхнеказанджикский подкомплекс Южной Туркмении. В нижней части этой толщи выделяется аллювиальная каракумская свита (Низменные Каракумы), а также аллювиально-пролювиальные каахкинская (предгорья Восточного Копетдага), нижнекарабильская и елчилекская свиты Юго-Восточного Туркменистана.

Общая характеристика альпийских моласс Придарвазья и смежных областей Таджикской депрессии

Позднекайнозойские молассы Афгано-Таджикской впадины представлены мощной (до 5—6 км) толщей терригенных, преимущественно континентальных отложений олигоцена, неогена и антропогена. Как и Южно-Туркменские, они могут быть подразделены на три различные в литолого-фациальном отношении единицы: толщу морских и прибрежно-морских тонкообломочных отложений олигоцена и нижнего миоцена (условно названную нижней молассой); фациально-изменчивую толщу континентальных, преимущественно грубообломочных пород среднего—верхнего миоцена (средняя моласса); толщу грубых конгломератов плиоцена-антропогена (верхняя моласса). В разрезах центральной части впадины преобладают тонко- и среднеобломочные отложения речного, озерного, реже — прибрежно-морского происхождения, характеризующиеся относительным однообразием состава в разрезе и на площади. По окраинам впадины на границе со складчатыми сооружениями Памира, Гиндукуша и Тянь-Шаня преобладают грубые отложения предгорных шлейфов, разделенные поверхностями размыва и угловыми несогласиями на толщи, отличающиеся по литолого-фациальной характеристике и условиям залегания. Наиболее крупные из них выделяются в рангесвит. Возраст свит определяется очень приблизительно по редким находкам прибрежной и континентальной фауны. Корреляция их в пределах впадины в значительной мере базируется на литостратиграфических исследованиях и изучении ритмических изменений в условиях седиментации (рис. 28, 29). Внутри молассового разреза намечаются и еще более крупные единицы — комплексы пород, соответствующие общим циклам седиментации и в принципе подобные структурно-стратиграфическим комплексам Южной Туркмении. Наиболее отчетливо они обособляются в Придарвазье, на территории которого в связи с этим проводились специальные структурно-стратиграфические исследования.

В основании моласс Придарвазья и всей впадины выделяются (рис. 28) и с ф а р и н с к о-х а н а б а д с к и е, с у м с а р с к и е и ш у р ы с а й с к и е с л о и или свиты, представленные морскими отложениями ("нижняя моласса"). На подстилающих сероцветных отложениях риштанских слоев они лежат без несогласия. В нижней части исфаринско-ханабадских слоев залегают малиново-красные и зеленые глины, накапливавшиеся в условиях прогибания [Крайденков и др., 1974]. На западе депрессии распространены тонкие карбонатные илы с большим количеством пелагических фораминифер (преобладают булиминиды), свидетельствующие о некомпенсированном прогибании этой территории во время их накопления. На востоке глинистые отложения содержат значительную примесь песчаного и алевритового материала, а в Придарвазье частично замещаются песчаными осадками. Здесь распространены моллюски, характерные для литорали [Бузуруков, 1974].

В верхней части исфаринско-ханабадских слоев наблюдаются погрубение осадков и появление песчанистых красноцветных глин, а также изменения фауны — вначале здесь почти отсутствовали моллюски, а затем они получили массовое развитие наряду с фораминиферами [Бузуруков, 1974]. Очевидно, в конце ханабад-

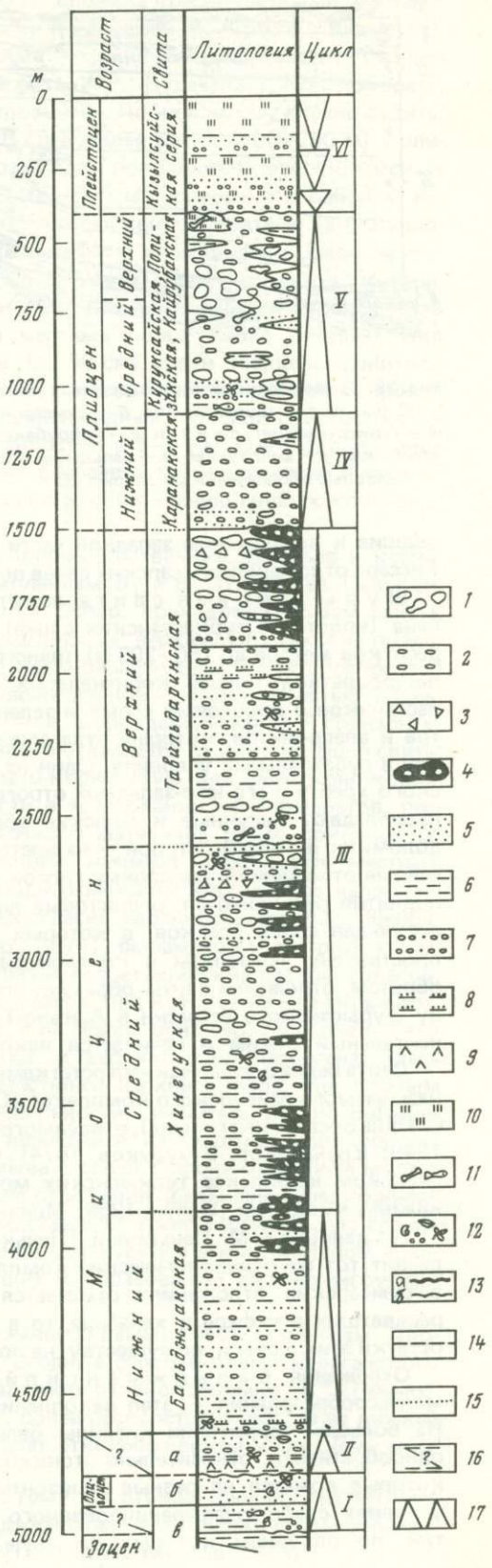


Рис. 28. Стратиграфический разрез моласс Придарвазья

1 — грубовалунные конгломераты; *2* — конгломераты; *3* — осадочные брекчии; *4* — олистостромы; *5* — песок, песчаник; *6* — глины, аргиллиты; *7* — песчанистый конгломерат; *8* — переслаивание аргиллитов и песчаников; *9* — гипсы; *10* — лёссы; *11* — высшие позвоночные, рыбы; *12* — моллюски, остракоды, фораминиферы, растительные остатки; *13а* — угловое несогласие с размывом, *б* — местные несогласия, хиатусы; *14* — ненадежная или предполагаемая биостратиграфическая граница; *15* — условная граница без биостратиграфического обоснования; *16* — возможный интервал времени для проведения границ; *17* — циклы по фракциям зерен: *а* — от тонкого материала к грубому, *б* — от грубого материала к тонкому; слои: *а* — шурысайские, *б* — сумсарские, *в* — исфаринско-ханабадские и риштанские

ского времени произошло обмеление бассейна и началось накопление регрессирующей серии осадков. Собранные в них моллюски и фораминиферы зоны "Gavelinella wachschica" позволяют многим геологам относить исфаринско-ханабадские слои к верхнему эоцену [Расчленение..., 1976]. Однако Л.С. Гликман и В.В. Ищенко [1967], обнаружившие в них зубы акул олигоценового возраста, считают эти отложения более молодыми.

Регрессирующую серию отложений исфаринско-ханабадских слоев продолжают сумсарские слои. В нижней части они представлены преимущественно обогащенными алевритом карбонатными глинистыми породами, которые в направлении Дарваза частично замещаются песчано-алевритовыми осадками, отлагавшимися в континентальных условиях. Для всех отложений сумсарских слоев характерна красная окраска, связанная с субаэральными условиями седиментации. В верхней части сумсарских слоев мелкообломочные терригенные отложения (песчаники и алевролиты) уже преобладают указывая на продолжавшееся обмеление и рост поднятий. Возраст сумсарских отложений определяется как нижне-среднеолигоценовый (рюпельский) на основании находок Exogyra galeata Rom., Gryphaea sewerzowi Rom., Ostrea pigmaea Vial., Cibicides sumsarensis N. Вук., Maretrix bajsunica Manujl. [Бабадаглы, 1964; Давидзон, 1971].

В конце сумсарского времени произошли тектонические подвижки, при-

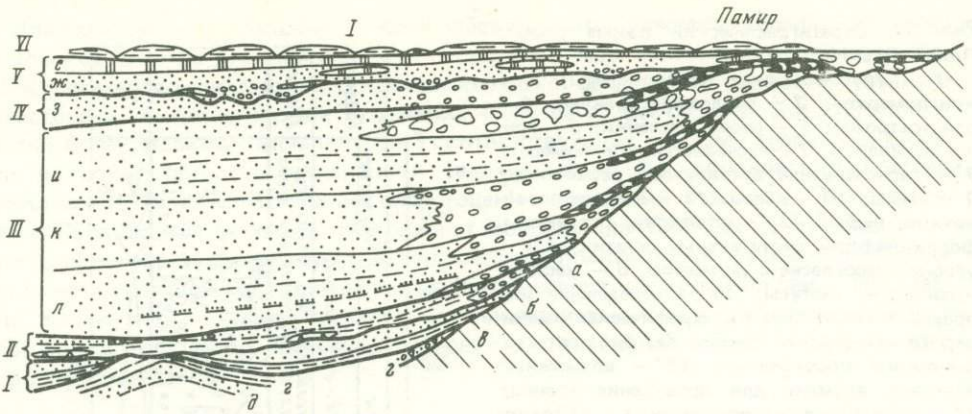


Рис. 29. Схема соотношения молассовых комплексов в Афгано-Таджикской впадине (I)

Слои: *а* — шурысайские, *б* — сумсарские, *в* — исфаринско-ханабадские, *г* — риштанские, *д* — туркестанские; свиты: *е* — кайрубакская, *ж* — полизакская, *з* — Каранакская, *и* — тавильдаринская, *к* — хингоуская, *л* — бальджуанская

Условные обозначения см. на рис. 28

ведшие к воздыманию западной части впадины. Здесь в Кафирниганской зоне и в Гиссаре отложения сумсарских слоев полностью размыты в предшурысайское время.

Шурысайская свита ложится на размытую поверхность эоцена и олигоцена (вплоть до туркестанских слоев). Она начинается с маломощной (от первых десятков метров до 150—200 м) трансгрессирующей серии осадков, представленной пестроцветной толщей коричневатых и красно-коричневых алевролитов, глин и песчаников с прослоями серых и зеленовато-серых глин, редко — гипсов, доломитов и алевролитов, которые отлагались в замкнутых и полузамкнутых водоемах или в субаэральных условиях. Один из бассейнов находился на территории Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов, где среди отложений шурысайской свиты преобладают лагунные и морские образования (карбонатные илы, известняки, доломиты и гипсы), второй — на востоке впадины. В последнем отлагались терригенные отложения с прослоями гипсов. Во второй половине шурысайского времени поднятия расширяются, реликтовые водоемы сокращаются, накапливается регрессирующая серия осадков, в которых наряду с песчаниками и алевролитами распространены гравелиты и конгломераты, встречающиеся в Придарвазье. Таким образом, отложения свиты образуют определенный седиментационный ритм. К концу шурысайского времени в Афгано-Таджикской впадине устанавливается континентальный режим и начинается накопление мощных континентальных моласс.

Свита бедна органическими остатками. В ней встречены эндемичные моллюски так называемого байгубского комплекса (Cardium serogosicum Nos., Cari angusta Phill., Corbula Socolovi Kar. и др.), относимого обычно к верхнему олигоцену [Грамм, 1949; Крайденков, Бузуруков, 1974]. Однако тот же набор моллюсков встречен в гяурском комплексе туркменских моласс, датированном верхним олигоценом—нижним миоценом [Солун, 1959; Минакова, 1966; Гликман, Ищенко, 1967].

По данным А.М. Пеньковой [Пенькова, Пеньков, 1973], в шурысайских слоях развит тот же палинологический комплекс "А", что и в сумсарских. Но если даже в сумсарских отложениях отмечается резкое сокращение фито- и биоценозов, расцветших в исфаре и ханабаде, то в шурысайские отложения проходили лишь остатки этих форм и, по существу, не появлялось новых.

Отложения бальджуанской свиты начинают существенно новый этап молассообразования — этап накопления красноцветных континентальных моласс. На большей территории впадины бальджуанская свита представлена достаточно однообразными, относительно тонкими отложениями кирпично-красной окраски, которые ложатся на разные горизонты подстилающих пород. Они образуются в условиях слабо дифференцированного рельефа за счет размыва удаленных поднятий, по окраинам которых песчаные отложения замещаются конгломератами.

В Придарвазье свита в основании (около 100 м) сложена красноцветными, местами мелкогалечными, а местами и более грубыми (с галькой 10—15 см в диаметре) конгломератами с линзовидными прослоями гравийной конгломерато-брекчии и красных суглинков (камолинская подсвита А.Р. Бурачека). Конгломераты хорошо отсортированы, гальки окатаны и уплощены. По их наклону можно судить, что снос шел с внутренних частей Дарваза. В следующей пачке (100—250 м) количество суглинков в разрезе свиты резко возрастает, появляются прослои красных песчаников. Однако верхняя часть свиты (400—550 м), особенно в районах, непосредственно прилежащих к Дарвазу, вновь сложена конгломератами (до крупногалечных), ритмично чередующимися с гравелитами и песчаниками. Среди окатышей этих конгломератов, помимо аллохтонного материала (гранитов, кварца, метаморфических сланцев), присутствуют и обломки близлежащих пород, состав которых значительно варьирует. Обломки местных пород плохо окатаны. Они залегают в виде угловатых глыб и валунов (до 50 см) среди кварцево-гранитной гальки. В отложениях верхов бальджуанской и низов перекрывающей ее хингоуской свиты широко распространены также линзовидные прослои олистостромов мощностью от 0,5—2 до 20—50 м и протяженностью в 5—6 км. Очевидно, в конце бальджуанского—начале хингоуского времени в краевой части депрессии произошли активные восходящие движения, приведшие к образованию грубых конгломератов и олистостромов.

В бальджуанской свите собрана пыльца широколиственных деревьев и ксерофитовых трав, принадлежащих к палинокомплексам B_1 и B_2 [Пенькова, Пеньков, 1973]. Первый с таксоном Sunguisorba minor Schop. принадлежит низам свиты, второй с таксоном Ephedra Ciaricristata Schakhm. — ее верхам. Оба таксона позволяют сопоставлять свиту с низами миоцена. Низы бальджуанской свиты относятся к талхакскому магнитному горизонту с положительной намагниченностью [Пенькова, Пеньков, 1973], а верхняя ее часть — к шуробдарьинскому R-горизонту.

Хингоуская свита достаточно четко отделяется от нижележащей свиты благодаря резкой смене окраски на буровато-коричневую или фиолетово-коричневую и отчетливо проявленной ритмичности в чередовании конгломератов, песчаников и алевролитов. В составе обломочного материала резко сокращается количество кварцевых и гранитных окатышей, начинает преобладать местный материал. На склоне Дарваза в хр. Хозретиши отмечается несогласное налегание пород свиты на бальджуанскую свиту. Это несогласие, наблюдавшееся И.Г. Щерба, а недавно описанное в печати [Беккер и др., 1974], выражено столь ярко, что на протяжении многих лет принималось за крупный Хозретишинский разлом [Власов, 1962]. На самом деле — это поверхность несогласия, под которой на юге скрываются верхние горизонты бальджуанской свиты, а на севере близ пер. Гучкашен — вся бальджуанская, а также шурысайская свиты и верхние слои палеогена. Здесь хингоуские конгломераты перекрывают известняки верхнего мела, под крутым углом прислоняясь к их эродированной поверхности. Значительное погрубение осадков в основании хингоуской свиты, ложащейся на подстилающие породы с несогласием, обусловлено усилением размыва в связи с проникновением моласс в глубь Дарваза. Лежащие выше более тонкие отложения (ритмично чередующиеся конгломераты, песчаники и алевролиты) представляют трансгрессирующую серию. Ее спокойное накопление прерывается в конце хингоуского времени этапом активизации тектонических движений, приводящих к образованию верхнехингоуских горизонтов олистостромов.

В отложениях хингоуской свиты обнаружены [Грамм, 1949] остракоды (Iliocyprys brady Sars., I. cf. gibba Ramdhor.), сходные с остракодами караганского горизонта Кавказа. Хингоуской свите принадлежит палинокомплекс "С" [Пенькова, Пеньков, 1973]. Таксоны комплекса C_1, более распространенного в ее нижней части, ель Шренка и вельвичия не противоречат отнесению свиты к среднему миоцену.

Низы хингоуской свиты принадлежат к тому же отрицательному магнитному горизонту (шуробдарьинскому), что и бальджуанская свита. Верхи свиты характеризуются положительной намагниченностью [Пенькова, Пеньков, 1973].

Отложения тавильдаринской свиты по стилю осадконакопления близки хингоуской, однако область их накопления значительно продвинута в глубь поднятий, обрамляющих впадину. Отложения тавильдаринской свиты трансгрессивно залегают на поверхности пород палеозоя, мезозоя и нижележащих свит неогена. Отмечаются значительное погрубение состава обломков и смена окраски пород на серо-фиолетовую. Площадь осадконакопления достигает максимума в середине тавильдаринского времени, когда в спокойных застойных условиях идет отложение ритмично-слоистой флишеподобной конгломерато-песчано-алевритовой толщи среднетавильдаринской подсвиты (500—650 м).

В конце тавильдаринского времени происходит самое мощное образование олистостромов, резко грубеет состав обломочного материала. Вместе с тем сокращается область распространения осадков, сосредоточенных лишь на границе с поднятиями. Выделенная в Придарвазье верхняя подсвита (до 600 м) — преимущественно конгломератовая толща, с широко развитыми в ней валунниками. Внутри конгломератов верхней подсвиты распространены тела олистостромов и пластины известняков, нередко занимающие почти весь ее объем [Щерба, 1975]. Все это указывает на резкую активизацию тектонических движений в позднетавильдаринское время, сопровождавшуюся усилением воздымания горного сооружения ("орогеническая" фаза цикла).

Отложения тавильдаринской свиты у кишлака Шугноу [Власов, 1962] содержат пыльцу позднемиоценовых и плиоценовых, по Е.Ф. Кутузкиной, растений: Phragmites oenigensis A. Br., Cypralites cf. deucalionis Ung., Pteris parschlugiana Ung., Driopteris meyeri (Heer.) Palib., Cheilanthes laharpii Heer., Lastrea pulchella Hr., Aspidium lethaeum Ung.

По А.М. Пеньковой, пограничным слоям тавильдаринской и хингоуской свит соответствует палинокомплекс Д с коррелятивными таксонами Juniperus и Pistaciea. Это — этап исчезновения травянистой флоры. В отложениях собственно-тавильдаринской свиты распространен палинокомплекс Е, соответствующий этапу возникновения древесной растительности с выраженной вертикальной зональностью.

В центральной части впадины (хр. Арук-Тау) в кровле кафирниганской свиты, соответствующей по объему нерасчлененной хингоуской и тавильдаринской свитам, обнаружен [Солун, 1959] череп мастодонта, близкого, по определению В.И. Громова, к средне-позднемиоценовому Mastodon angustidens Cuv., а на р. Тира найден панцирь черепахи Testudo sp., близкий, по В.В. Кузнецовой, к плиоцену сивалика. Все это позволяет сопоставить тавильдаринскую свиту с поздним миоценом [Меламед, 1966].

Отложениям тавильдаринской свиты свойственна прямая намагниченность [Пенькова, Пеньков, 1973].

Лежащие выше с видимым несогласием конгломераты каранакской свиты по условиям залегания и сложению существенно отличаются от тавильдаринской свиты. Они характеризуются "раскрывающим" залеганием. Для них характерны сокращение площади распространения по сравнению с отложениями бальджуанской, хингоуской, тавильдаринской свит, резкое выклинивание на границах с поднятиями, сопровождающееся прислонением к нижележащим свитам неогена. В отличие от нижележащих свит каранакская не только на границе с поднятием, но и внутри впадины в значительной мере сложена конгломератами. На р. Возгина в основании каранакской свиты отмечаются олистостромы, начало образования которых относится еще к позднетавильдаринскому времени. Очевидно, конец тавильдаринского и начало каранакского времени характеризовались повышенной тектонической активностью.

В каранакской свите хр. Арук-Тау [Грамм, 1949] обнаружены остракоды Candona albicans Br., которые характерны для верхнесарматских и нижнеплиоценовых отложений. На этом основании Я.Р. Меламед [1966] отнес каранакскую свиту к нижнему плиоцену. В нее распространяется палинокомплекс Е. Отложения свиты имеют обратную намагниченность и выделяются в кызылсуйский магнитный горизонт [Пенькова, Пеньков, 1973], который, вероятно, следует сопоставлять с эпохой Гильберта.

Характерная черта вышележащих отложений полизакской, куруксайской и кайрубакской свит — их залегание выше поверхности регионального размыва и несогласия. Взаимоотношения этих свит не установлены. Грубые конгломераты полизакской свиты распространены в Придарвазье, а в центральных частях впадины развиты конгломераты, галечники и каменные лёссы куруксайской и кайрубакской свит. Очевидна принадлежность этих свит новому этапу молассообразования.

К у р у к с а й с к а я с в и т а залегает с резким угловым несогласием на различных свитах неогена. По мнению А.А. Никонова и его соавторов [1971], она заполняет погребенные долины и сложена аллювиальными и пролювиальными отложениями. В.П. Лозиев [1972], выделяющий аналогичные толщи в качестве покровного комплекса, справедливо отмечает, что их огромная мощность (более 1550 м) в пределах частных впадин депрессии указывает на его формирование в условиях общего прогибания Афгано-Таджикской впадины. В опорном Куруксайском разрезе в основании свиты выделяется пачка (80—250 до 400 м) линзовидно переслаивающихся конгломератов, рыхлых песчаников, плотных лёссовидных суглинков. В кровле свиты лежит пачка (5—7 м) известковистых каменных лёссов с многочисленными костными остатками илийского комплекса Equus stenonis Cochi, Cervus bactrianus fossilis, Ovis ammon fossilis [Лозиев, Лим, 1962; Лоскутов и др., 1965], сопоставимого с акчагыльским ярусом Прикаспия. Позже в этих лёссах, помимо перечисленных форм, были обнаружены [Никонов и др., 1971] Protoryx paralaticeps Dmitrieva, Archidiskodon gromovi aut., Promimomys cf. baschkirica Suchov, Homotherium cf. crenatidens Fabrini, Damalos palaeindicus (Falconer), Dolichopithecus sp., Meganterion meganterion (Croizet et Jobert), которые сопоставляются с хапровским комплексом, чем обоснован их верхнеплиоценовый возраст. Куруксайская свита характеризуется палинокомплексом P_2.

Палеомагнитные свойства пород характеризуются обратной полярностью с отдельными эпизодами прямой намагниченности (низы свиты и верхи каменных лёссов). По мнению А.В. Пенькова и двух других авторов [1976], наиболее вероятно отнесение свиты к палеомагнитным эпохам Гаусса и Матуямы (1,5—2,5 млн. лет). Второй эпизод прямой намагниченности, сопоставляемый с эпизодом Гилза, отделяет верхнюю, более молодую апшеронскую (эоплейстоценовую) часть свиты. В ней содержится таманский комплекс фауны с кабаллоидной лошадью. Эту часть разреза А.В. Пеньков и его соавторы [1976] выделяют в качестве самостоятельной кайрубакской свиты, включая в нее лишь часть одноименной свиты В.А. Лоскутова, Я.Р. Меламеда и А. Раджиева [1965], лежащую ниже слоев с кошкурганским (нижнечетвертичным) комплексом фауны. В основании кайрубакской свиты местами проявляется несогласие. Свита представлена маломощными (60 м) каменными лёссами, распространенными на водораздельных поверхностях.

П о л и з а к с к а я с в и т а, распространенная в Придарвазье, с резким несогласием, не считаясь со структурой нижележащих пород, ложится как на более древние отложения неогена, так и на породы мезозоя и палеозоя. Для отложений полизакской свиты характерно "перекрывающее" (трансгрессирующее) залегание на подстилающих породах. В глубь поднятия они проникают дальше отложений тавильдаринской свиты, что хорошо видно в районе пер. Хабурабат и на хр. Сиунг. Западнее перевала на р. Зидда-Дара видно, как полизакские конгломераты трансгрессивно ложатся на неровную карманообразную поверхность пород тавильдаринской, а затем каранакской свит, скрывая под собой их несогласный контакт. Далее на восток, не меняя залегания, они переходят на мезозойские породы и ложатся на их эродированную поверхность. Затем единый покров конгломератов распространяется в глубь массива палеозойских пород. При этом они перекрывают разломы Обиниоуской зоны и Дарваз-Каракульский разлом, испытывая по ним значительно меньшие смещения, чем нижележащие толщи. В районе перевалов Полизак и Хабурабат свита представлена в основании грубыми несортированными отложениями из автохтонных обломков, образованных в процессе быстрого размыва Памирского поднятия. В средней части полизакской свиты в районе пер. Хабурабат распространены крупные утесы пермских известняков, возможно, не имеющие корней. Вероятно, их появление связано с активизацией тектонических движений, приходящихся

на конец акчагыльского времени (время смены обратной намагниченности на прямую). Выше горизонта с олистостромами отложения полизакской свиты менее грубообломочны, чем нижележащие, в них появляются линзы тонких озерных отложений, что свидетельствует об ослаблении полизакской ингрессии.

В ущелье Хырго-Дара (бассейн р. Зидда-Дара) в базальном горизонте свиты[1] обнаружены [Никонов и др., 1973] раковины верхнеплиоценовых гастропод Planorbiidae (gen. sp.), Limnaea (gen. sp.), Succineidae (gen. sp.) и остатки пресноводных рыб. В прослоях красных суглинков среди вышележащих конгломератов свиты В.И. Попов обнаружил наземных моллюсков нижнечетвертичного облика. По А.М. Пеньковой, свиту характеризует палинокомплекс F_1, отвечающий этапу максимальной дифференциации растительности на горную и равнинную. От комплекса F_2 он отличается менее теплолюбивым и ксерофитным типом флоры.

Фауна и флора, найденные в ущелье Хырго-Дара, определяют возраст вмещающих их конгломератов как верхи плиоцена—низы квартера. На верхнеплиоценовый возраст свиты указывают и палеомагнитные исследования, проведенные в хыргодаринских конгломератах А.В. Пеньковым [Никонов, Пеньков, 1973]. В целом — это обратнонамагниченные породы, относящиеся к эпохе Матуяма. Нижний горизонт прямой намагниченности сопоставляется с эпохой Гаусса. По палеомагнитным и палинологическим данным, конгломераты ущелья Хырго-Дара сопоставляются с куруксайской свитой.

По предположению А.В. Пенькова и его соавторов [1976], группа свит, принадлежащих палеомагнитным эпохам Гаусса и Матуямы и содержащих фауну хапровского и таманского комплексов (акчагыльский и апшеронский ярусы верхнего плиоцена), выделяется в качестве кулябской серии. К этой же серии, видимо, надо относить и полизакскую свиту Придарвазья.

Выше лежит комплекс пород с прямой намагниченностью, относящийся к палеомагнитной эпохе Брюнес (моложе 0,7 млн. лет), выделяемый в кызылсуйскую серию (плейстоцен) [Пеньков и др., 1976]. В его основании выделяется базальная пачка отрицательно намагниченных пород (60—100 м), содержащих кошкурганский комплекс фауны. Базальная пачка лежит на породах куруксайской и кайрубакской свит с угловым несогласием и отличается от них меньшей дислоцированностью и более широким распространением. Розовато-палевые аллювиально-пролювиальные щебнисто-галечниковые и песчано-глинистые отложения пачки с прослоями лёссовидных суглинков и красно-бурых погребенных почв выходят на водоразделы и слагают хорошо выраженную нижнечетвертичную поверхность выравнивания. В них близ Ховалинга собрана [Лоскутов и др., 1965] фауна кошкурганского комплекса (аналог тираспольского комплекса), возраст которого не моложе нижней половины плейстоцена [Dicerorhinus cf. etruscus Fall., Equus cabalis cf. mosbachensis (Reich), Gasella sp.].

О нижнечетвертичном возрасте вмещающих их отложений свидетельствует собранная здесь же флора (Populus alba L., Salix viminalis L., Phragmites commonis Trin.), аналогичная комплексу флор бакинского и верхов апшеронского ярусов Прикаспия.

Над базальной пачкой лежат антропогеновые отложения, расчлененные на ряд свит или комплексов, соответствующих циклам террасообразования. Это — палевые лёссы с буроцветными погребенными почвами и связанные с ними фациальными переходами аллювиально-пролювиальные отложения вахшской, илякской, душанбинской и амударьинской свит, между которыми трудно провести четкую границу. Их нижняя граница часто срезает почвы и лёссы отложений с кошкурганской фауной. Возраст нижних свит датируется по археологическим находкам как нижний и средний плейстоцен (200—550 тыс. лет), верхних — как верхний плейстоцен [Пеньков и др., 1976].

---

[1] Предыдущие исследователи выделяли отложения с фауной в самостоятельную килимбинскую свиту. Однако такой вывод противоречит геологическим данным, показывающим их принадлежность полизакской свите [Щерба, 1979].

Структурно-стратиграфическое расчленение кайнозойских моласс Таджикской депрессии и их корреляция с молассовыми комплексами Южного Туркменистана

Структурно-стратиграфическое расчленение южнотаджикских моласс заключалось в прослеживании поверхностей региональных несогласий между толщами и в подразделении молассового разреза на трансгрессирующие и регрессирующие серии по всему имеющемуся в распоряжении комплексу литологических, палеонтологических, геологических и палеогеографических данных. В результате такого анализа удалось расчленить сводный разрез южнотаджикских моласс на шесть в разной степени обоснованных структурно-стратиграфических комплексов, отделенных друг от друга поверхностями региональных несогласий; для некоторых из них удалось выделить трансгрессирующие и регрессирующие серии, отражающие мегаритмичность молассовой толщи и охватывающие интервалы разреза от первых десятков до нескольких тысяч метров мощностью. Такое расчленение позволило сгруппировать отдельные литологические свиты и пачки в естественно-исторические серии осадков, отражающие, как нам кажется, основные события тектонического развития Афгано-Таджикского молассового бассейна и его складчатого обрамления. Эти геоисторические стратиграфические подразделения позволяют проводить значительно более полную корреляцию южнотаджикских молассовых разрезов с разрезами смежных областей (и, в частности, с гораздо лучше датированными и полнее изученными молассами Южной Туркмении), а вместе с этим и корреляцию основных этапов стадий и фаз новейшей тектонической истории Памиро-Тяньшаньского и Туркмено-Хорасанского регионов. Охарактеризуем вкратце принятую нами структурно-стратиграфическую группировку молассового сводного разреза Таджикской депрессии (табл. 6; правая часть).

Нижние молассы, представленные маломощными и относительно тонкими прибрежно-морскими и континентальными образованиями "верхнеферганского отдела", слагают два нижних структурно-стратиграфических комплекса; граница между ними проводится по поверхности крупного регионального (местами углового) "предшурысайского" несогласия. Первый комплекс объединяет риштанские (возможно, только верхнериштанские[1]), исфаринские, ханабадские и сумсарские слои, второй — только шурысайские. Каждый комплекс состоит из двух неравно развитых серий (нижняя — трансгрессирующая, характеризующаяся более тонкообломочным составом; верхняя — регрессирующая, относительно более мощная и грубая. Переход от первой ко второй постепенный).

Третий структурно-стратиграфический комплекс Придарвазья объединяет отложения бальджуанской, хингоуской и тавильдаринской свит. Он охватывает наиболее значительный интервал молассового разреза (все "средние молассы"), мощность которого достигает местами 4—5 км. Отложения бальджуанской и хингоуской (возможно, и низов тавильдаринской) свит характеризуются перекрывающим залеганием и формируют трансгрессирующую серию осадков; тавильдаринская свита, и в особенности верхняя ее подсвита, слагает хорошо выраженную регрессирующую серию и характеризуется мощным развитием олистостромов, иногда нацело замещающих нормально осадочные пачки в верхних частях разреза. Погрубение обломочного материала и появление пачек олистостромов, а также отчетливые размывы на границах свит, местами переходящие в резкие угловые несогласия, свидетельствуют о сложной геологической истории среднемолассового бассейна и позволяют наметить внутри соответствующего комплекса осадков как минимум три более мелких осадочных ритма (структурно-стратиграфические подкомплексы, приблизительно отвечающие местным свитам). По условиям седиментации и литологическому облику породы среднемолассового комплекса резко отличаются от нижележащих, а по условиям залегания — от вышележащих отложений. В целом все средние молассы Афгано-Таджикской впадины можно считать осадками единого

[1] По данным В.В. Степанова [1977], к подошве верхнериштанских слоев приурочена поверхность резкого углового несогласия и структурной дисгармонии.

крупного цикла седиментации, охватывающего, по-видимому, значительную часть миоценовой эпохи.

Верхние молассы Придарвазья, как правило, не образуют хорошо выраженных трансгрессивно-регрессивных осадочных ритмов, подобно нижележащим отложениям. Эта их особенность скорее всего объясняется редукцией трансгрессирующих серий ввиду резкого преобладания общего поднятия всей территории, благодаря чему в разрезе фиксируются главным образом раскрывающие грубообломочные серии, отличающиеся друг от друга по условиям залегания и общим палеогеографическим условиям образования. В этих условиях главным критерием для структурно-стратиграфического расчленения служат поверхности региональных угловых несогласий. Такие поверхности позволяют предположительно выделить в верхних молассах Придарвазья еще три самостоятельных структурно-стратиграфических комплекса. Один из них — четвертый снизу — комплекс относительно маломощный, выделяется в объеме каранакской свиты, ограниченной сверху и снизу поверхностями региональных угловых несогласий. Отмечается большое литологическое сходство отложений этого комплекса с подстилающей его регрессивной серией третьего комплекса; разделяющее их угловое несогласие обычно проходит в монотонной толще грубых конгломератов с пачками олистостромов. Следующий, пятый структурно-стратиграфический комплекс выделяется более уверенно и включает образования куруксайской и кайрубакской свит и их стратиграфические аналоги ("кулябский комплекс" А.В. Пенькова, Л.Н. Гамова и А.Е. Додонова [1976]). В его подошве повсеместно фиксируется одно из самых значительных угловых несогласий, хорошо проявленное как в краевых ("предполизакское несогласие"), так и во внутренних ("предкуруксайское несогласие") частях Таджикской депрессии. Разрез куруксайской свиты местами приобретает облик трансгрессирующей серии; вышележащие кайрубакские отложения развиты значительно меньше и нередко имеют более грубый состав (регрессирующая серия?). Размыв в подошве кайрубакской свиты намечает подразделение пятого структурно-стратиграфического комплекса на два подкомплекса. Венчающий молассовый разрез Таджикской депрессии "кызылсуйский комплекс" А.В. Пенькова и А.А. Никонова сложен террасовыми отложениями, ложится несогласно на подстилающие отложения и выделяется в верхний, шестой структурно-стратиграфический комплекс Придарвазья.

Предложенная выше схема структурно-стратиграфического расчленения южнотаджикских моласс, как видно из ее описания и из табл. 6, весьма сходна с аналогичной схемой Южного Туркменистана. Похожи структурные соотношения различных комплексов, особенности соотношения их мощностей, многие детали их внутреннего строения. Основываясь на этом сходстве и предполагая, что сходные последовательности событий были следствием общности геологической истории обоих бассейнов, можно попытаться уточнить возрастную датировку конкретных свит, слоев и структурных поверхностей Южного Таджикистана соответственно датировке их южнотуркменских аналогов. Имеющиеся отрывочные данные по биостратиграфии таджикских моласс не противоречат этим уточнениям, а в некоторых случаях подтверждают их. В то же время получают большее хроностратиграфическое обоснование некоторые важные переломные рубежи молассонакопления, такие, как подошва "массагетских" красноцветов, смена бурых окрасок палевыми, начало массового формирования грубых моласс. Перечислим вкратце основные итоги проведенной корреляции (см. табл. 6).

Общие формы ископаемых остатков (байгубекский комплекс), особенности условий залегания и соотношения с выше- и нижележащими толщами, литологическое сходство с некоторыми типами туркменских разрезов позволяют довольно уверенно проводить корреляцию шурысайских отложений с образованиями гяурского комплекса Южной Туркмении. Эта корреляция подтверждается резким изменением общей палеогеографической обстановки, фиксируемым на границе этих образований с вышележащими породами (резкое усиление красноцветных окрасок, массовое появление мощных толщ континентальных конгломератов), и отмечаемым всеми исследователями литологическим сходством

Таблица 6

Геологический возраст		Орогенное развитие: Стадия	Цикл	Фаза*	Структурно-стратиграфическое подразделение: Комплекс	Подкомплекс	Местное стратиграфическое подразделение: Юго-Западная Туркмения	Центральный и Восточный Копетдаг		Афгано-Таджикская впадина	
Антропоген		Позднеорогенная	V	T	Казанджикский		Бакинский "ярус" Тюркянский горизонт	Иланлинская свита	Ашхабадская свита	Вахшская свита Базальная пачка	
Плиоцен	Апшерон			Q							
	Акчагыл			P	Арчманский	Верхний	Апшерон	"Надакчагыл" Акчагыл	кельтынарская (душакская) свита	Кайрубакская свита	
	Балахан		IV	T		Средний	Акчагыл			Куруксайская свита	Полизакская свита
	Понт					Нижний	Верхний красноцвет	"Подакчагыл" Торонглинская свита			
				O							
Миоцен	Моэтис	Среднеорогенная		P	Боядагский		Нижний красноцвет	Дурунская свита		Каранакская свита	
	Сармат			T			Понт				
	Конка			O							
	Караган			P	Келятский	Верхний	Диоджийская свита Сармат	Халацкая свита		Тавильдаринская свита	
	Чокрак		III	T		Средний	Конка Караган Чокрак Тархан	Калининская свита		Хингоуская свита	
	Тархан					Нижний		Карагауданская свита		Бальджуанская свита	
	Гельвет	Раннеорогенная		O							
	Бурдигал			P	Гяурский		Онкофоровые слои Кулмачская свита (верхний майкоп)	Актепинские слои Слои с нонионидами и остракодами		Шурысайские слои	
	Аквитан		II	T							
Олигоцен	Хатт			O							
	Рюпель		I	P	Узекдагский		Средний майкоп Нижний майкоп Соленовский горизонт	?	?	Сумсарские слои	
				T			"Переходная пачка" торымбеурской свиты	Сундуклинская свита	Шоркяризская свита	Исфаринские слои Ханабадские слои	
				O							
Эоцен		Предорогенная		P?			Торымбеурская свита	Бабадурмазская свита	Чильгезская свита	Риштанские слои	
				T					Махмальская свита	Туркестанские слои	

* P – регрессивная, T – трансгрессивная, O – орогеническая.

карагауданской и бальджуанской ("кирпично-красной") свит (массагетский ярус О.С. Вялова). В соответствии с этим исфаринско-сумсарский комплекс должен коррелироваться с узекдагским и датироваться олигоценом, а бальджуанская свита – с низами келятского комплекса (тархан-чокрак). Вышележащая хингоуская свита должна отвечать средним членам келятского комплекса (калининская свита; караган–нижний сармат), что подтверждается редкими находками караганской микрофауны и общим литолого-фациальным обликом осадков хингоуской и низов тавильдаринской свит, относимых к трансгрессирующей серии. Тавильдаринская свита, и в особенности ее верхняя часть, коррелируется с регрессирующей серией келятского комплекса (в частности, с халацкой и диоджийской свитами Копетдага; поздний сармат–мэотис). Резкое несогласие, отделяющее каранакскую свиту от тавильдаринской и сопровождающееся наиболее энергичным и массовым образованием олистостромов в молассах Таджикистана, следует трактовать как предбоядагское, а каранакскую свиту считать аналогом боядагского комплекса или какой-то его части. С этим хорошо увязывается находка в каранакской свите остатков док-патанского медведя и остракод мио-плиоценового облика. Полизакско-куруксайский (кулябский) комплекс, ложащийся на подстилающие породы с резким угловым несогласием не только в прибортовых, но и во внутренних частях Таджикской депрессии, отличается резким изменением окатанности и сортировки псефитового материала и преобладанием местных пород в его составе. Все имеющиеся геологические, палеомагнитные и палеонтологические характеристики этого интервала молассового разреза Таджикской депрессии позволяют уверенно коррелировать его сарчманским структурно-стратиграфическим комплексом Южной Туркмении, а ограничивающее его снизу региональное несогласие – со среднеплиоценовым размывом Каспийского региона. Судя по палеомагнитным и палеонтологическим данным, вышележащая кайрубакская свита должна быть отнесена к тому же арчманскому комплексу, а отделяющее ее от куруксайской свиты несогласие может быть сопоставлено с одним из локальных размывов, отмечаемых в верхних горизонтах арчманского комплекса Западной Туркмении. Кызылсуйский террасовый комплекс Таджикистана параллелизуется с казанджикским структурно-стратиграфическим комплексом Туркмении; тот и другой относятся к эпохе прямой полярности Брюнес и имеют достаточно точные геоморфологические и археологические привязки.

Таким образом, выделенные в Южной Туркмении структурно-стратиграфические комплексы имеют межрегиональное значение и могут служить основой для корреляции с молассами смежных регионов и для уточнения возраста континентальных толщ Таджикистана. С другой стороны, прослеживание единых комплексов на всей территории юга Средней Азии позволяет ставить вопрос об общей ритмике неотектонического развития этой обширной и гетерогенной территории.

Заключение

Имеющиеся био-, лито- и структурно-стратиграфические данные позволяют провести достаточно убедительную корреляцию весьма удаленных друг от друга разрезов морских и континентальных моласс юга Средней Азии на основе прослеживания межрайонных структурно-стратиграфических комплексов. Последние, таким образом, являются важными стратиграфическими подразделениями региональной шкалы комплексного обоснования, имеющими в некоторых случаях более универсальное применение, чем экостратиграфические "региоярусы", выделенные исключительно по палеонтологическим данным. Примененная методика позволяет уточнить, а в некоторых случаях и пересмотреть стратиграфическое положение местных свит и горизонтов Придарвазья.

Прослеживание примерно изохронных структурно-стратиграфических комплексов, а также трансгрессирующих и регрессирующих серий внутри последних на значительное (свыше 2000 км) расстояние вдоль северной окраины Альпийского

складчатого пояса юга Средней Азии позволяет предполагать, что главнейшая ритмичность оротектонического развития этой территории сохраняется в основных чертах неизменной, несмотря на существенные различия в общих амплитудах поднятий и опусканий, на большое разнообразие палеогеографических обстановок и на серьезные литофациальные отличия осадков разных седиментационных бассейнов. Установленная для Южной Туркмении последовательность трансгрессирующих, регрессирующих и орогенических фаз с известными оговорками может быть применена также к Афгано-Таджикскому региону и его горному обрамлению, что позволяет говорить о принципиальной общности ритма тектонических движений Копетдага, Тянь-Шаня и Памира в эпоху позднеальпийского орогенеза.

Стратиграфическое положение региональных перерывов и несогласий, разделяющих разновозрастные структурно-стратиграфические комплексы позднего кайнозоя юга Средней Азии, вполне отвечает (в пределах имеющейся точности хроностратиграфической корреляции) положению орогенических фаз, выделенных Г. Штилле для Западной Европы (пиренейская — предузекдагская, савская — предгяурская, штирийская — предкелятская, аттическая — предбоядагская, роданская — предарчманская, валахская — предказанджикская). Это соответствие позволяет предположить, что установленная для юга Средней Азии оротектоническая ритмичность новейшего развития может быть прослежена на гораздо бóльших пространствах Альпийского пояса и за его пределами.

КРАТКОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СОВРЕМЕННЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

В подвижных поясах кайнозоя устанавливаются ускорения и замедления тектонических движений от мгновенных в геологическом смысле импульсов, или микроимпульсов, до событий более крупного ранга.

Микроимпульсы

Под этим названием объединены проявления ускорения тектонических движений, которые в геологическом масштабе времени воспринимаются как мгновенные. Таковы подвижки при землетрясениях, серии таких подвижек в единой тектонической зоне или области, а также проявления ускорения медленных тектонических движений (крипа).

По многим крупным активным разломам в историческое время происходили заметные подвижки при катастрофических землетрясениях. На некоторых участках зоны разлома Сан-Андреас такие подвижки охватывали первые сотни километров, достигали 5—10 м и разделялись длительными (100—300 лет, а может быть, и более) периодами почти полного покоя [Allen, 1968; Wallace, 1968, 1970; La Marche, Wallace, 1972]. Подобный режим развития характеризует и некоторые активные разломы на территории Китая [Карта сейсмичности..., 1976].

Повторные триангуляции в Южной Туркмении 1944—1946 и 1958—1970 гг. показали, что эпицентральная зона Ашхабадского землетрясения 1948 г. во время и, возможно, непосредственно после землетрясения переместилась к северу на расстояние до 1,8 м [Рустанович, 1963; Курбанов, 1968]. Г.П. Горшков [1947б], систематизировав исторические и археологические данные, установил, что катастрофические землетрясения, подобные Ашхабадскому, повторяются в этом районе примерно через 500 лет. Отсюда можно получить среднюю скорость современного субмеридионального укорочения Ашхабадского района, которая оказывается того же порядка, что и средние скорости, полученные, с одной стороны, путем суммирования позднечетвертичных смещений по разрывам, а с другой — путем палинспастических реконструкций доорогенной структуры [Расцветаев, Трифонов, 1965]. Следовательно, импульсных подвижек при землетрясениях достаточно для образования складчато-разрывной структуры данного района Копетдага. Свидетельством подобных импульсов служит смещение древних ирригационных систем в зоне Главного Копетдагского разлома [Трифонов, 1974, 1976а]. На пересечении с зоной разлома отмеча-

ются следы неоднократных расчисток этих подземных галерей и короткие обводные линии, построенные в разное время взамен разрушенных участков. Характер ремонтных работ указывает не на постепенное разрушение систем, а на их неоднократный быстрый выход из строя после длительных периодов нормальной эксплуатации [Трифонов, 1971].

Наряду с многочисленными примерами импульсных подвижек при землетрясениях известны и современные медленные движения по разломам. Так, на Гармском геодинамическом полигоне зарегистрировано медленное надвигание по одному из разломов Вахшской (Сурхоб-Илякской) зоны [Pevnev e.a., 1975; Latynina, 1975]. Сдвиговый крип имеет место на отдельных участках разлома Сан-Андреас, где сопровождается сравнительно частыми слабыми или средней силы землетрясениями [Allen, 1968; Wallace, 1968b, 1970]. Скорость крипа не остается постоянной. По-видимому, она нарастает перед землетрясениями средней силы и после них [Allen, Smith, 1966; Howard, 1968; Burford e.a., 1973; Nason, 1973]. Таким образом, неравномерность перемещений проявляется не только в импульсных подвижках при сильных землетрясениях, но и в изменении скорости крипа, которая в геологическом масштабе времени может восприниматься как проявление прерывистости тектонических движений.

В.С. Пономарев (устное сообщение) обратил внимание на то, что в крупных орогенических зонах Средней Азии сильные землетрясения чаще происходят сериями из нескольких толчков, которые могут быть разобщены на десятки и даже первые сотни километров. Такие серии толчков продолжаются в течение нескольких лет и даже десятилетий и разделяются продолжительными периодами относительного сейсмического покоя. Подобное явление нашло отчетливое выражение в зоне Северо-Анатолийского разлома, где в XX в. произошла серия сильных землетрясений, сопровождавшихся подвижкой на отрезке разлома протяженностью в десятки—сотни километров [Pavoni, 1961, 1964; Wallace, 1968a; Allen, 1975]. В результате вся 1400-километровая зона испытала правый сдвиг до 4 м с поднятием южного крыла до 1 м. Вспышке землетрясений XX в. предшествовали многие столетия относительного сейсмического покоя [Ambraseys, 1971]. Такие вспышки представляют следующий после индивидуальных сейсмических подвижек и кратких периодов ускорения крипа ранг неравномерности проявления тектонических движений. К числу неравномерностей этого ранга, вероятно, относятся и намеченные К. Моги [Mogi, 1974] по данным о распределении крупных приповерхностных землетрясений последних 70 лет относительно активные и неактивные периоды в основных сейсмических поясах. В Средиземноморско-Гималайско-Индонезийском сейсмическом поясе активными были периоды 1897—1916 и 1934—1951 гг., а неактивными — 1917—1933 и 1952—1970 гг. М.А. Чиннери и Т.Е. Ландерс [Chinnery, Landers, 1975] выделили серии землетрясений, определяемые количеством случаев с магнитудой больше фоновой в единицу времени. По их мнению, такие серии в разных районах коррелируются во времени.

Подвижки за короткие интервалы времени, как импульсные, так и медленные, проявляются лишь на отдельных участках подвижной зоны и не выдержаны по величине. Так, на разных участках зоны Сан-Андреас скорость современных движений (для участков импульсных сейсмических подвижек это средняя скорость, рассчитанная с учетом повторяемости землетрясений) колеблется от 1 до 4 см/год. Различия в интенсивности движений, по-видимому, сохраняются в течение позднего голоцена, но за более крупные промежутки времени уменьшаются. В районах долины р. Пахаро, где движения имеют преимущественно криповый характер, и долины Литтл-Рок, где они реализуются крупными сейсмическими импульсами, с позднего плейстоцена произошло сдвиговое перемещение на одинаковую величину — 600—700 м. Средняя скорость движения около 2 см/год оказывается близкой к средней скорости сдвигания со среднего миоцена до настоящего времени [Crowell, 1973; Clarke, Nilsen, 1973].

По западной ветви Главного Копетдагского разлома в районе с. Пароу правый сдвиг на 9 м произошел за последние 2 тыс. лет и более ранние голоценовые подвижки неизвестны, а восточнее, в районе с. Беурме, правый сдвиг до 10 м фикси-

руется по смещению голоценовых русел или позднеплейстоценовых элементов рельефа. В последнем случае более молодые подвижки нередко отсутствуют. Стало быть, подвижка до 10 м реализовалась в разных участках разлома на разных стадиях голоцена, но в сумме средняя скорость голоценовых движений около 1 мм/год оказывается выдержанной и соизмеримой со средней скоростью перемещений с начала позднего плейстоцена.

В Дарваз-Алайской зоне молодых левосдвиговых нарушений северо-западного обрамления Памира, между с. Сагирдашт и перевалом Возгина [Кучай, Трифонов, 1977], самое молодое фиксируемое смещение до 5 м охватило лишь небольшие разрозненные отрезки разлома. Смещение до 20 м проявилось на большем расстоянии, но тоже не повсеместно. И подвижка до 5 м, и суммарное перемещение до 20 м, судя по смещению древних оборонительных сооружений, приходятся на последние 1,5 тыс. лет. Иначе обстоит дело с суммарными смещениями за поздний голоцен и голоцен в целом. Они регистрируются на всей 19-километровой ветви разлома, простирающейся от с. Сагирдашт до перевала Возгина, постепенно затухая к ее концам. Затухание, как показало детальное изучение южного конца ветви, не означает прекращения молодых движений в зоне разлома, поскольку наряду с этим затуханием отмечается нарастание амплитуды синхронных перемещений по другой ветви, кулисно подставляющей первую и продолжающей разлом на юго-запад. Наконец, суммарное сдвиговое смещение за голоцен и поздний плейстоцен не обнаруживает даже таких изменений, будучи выдержано на значительном протяжении зоны разлома.

Таким образом, за конец плейстоцена и голоцен различия в режиме движений отдельных участков подвижных зон усредняются и средняя скорость позднечетвертичных движений оказывается выдержанной на большом протяжении и представительной для отрезков времени в миллионы лет. Означает ли это, что в течение столь длительного времени скорость тектонических движений не испытывала долгопериодических колебаний и изменений?

Более длительные колебания тектонической активности

Р.Е. Уоллес [Wallace, 1968b] рассмотрел частоту встречаемости разноамплитудных позднечетвертичных сдвиговых смещений речных и овражных долин по разлому Сан-Андреас между с. Чолам и пунктом Камп-Дикс. Выяснилось, что на фоне общего уменьшения количества смещенных водотоков по мере возрастания амплитуды смещения некоторые характерные амплитуды определяются чаще других (рис. 30). Помимо максимумов в 9–12, 15–18, 21–24 и 27–30 м, которые могут быть результатом подвижек при отдельных сильных землетрясениях типа Калифорнийского 1857 г., обнаруживаются максимумы большей амплитуды, в которых эффект индивидуальных подвижек различаться уже не может. Подобные максимумы сдвиговых смещений выявил автор на более северном отрезке разлома Сан-Андреас (рис. 31), а также в Дарваз-Алайской зоне молодых нарушений [Кучай, Трифонов, 1977], в зонах Главного Копетдагского разлома [Трифонов, 1971, 1974], Яванского разлома Таджикской депрессии и других. Установлена синхронность форм рельефа, смещенных по разлому на одинаковые или близкие расстояния.

Указанную предпочтительность смещений определенной амплитуды проще всего связать с этапностью формирования врезов и развития долин. Но такой этапностью явление на самом деле не ограничивается. Это было специально изучено на Юго-Восточном Кавказе и в Копетдаге [Трифонов, 1971], т.е. на побережьях Южного Каспия, где комплексы молодых террас коррелируются весьма надежно. Соотношения с ними позднечетвертичных разрывов можно свести к двум типам: 1) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания, но не нарушает более молодые врезы (рис. 32 А,В); 2) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания и уступы более молодого вреза, но не нарушает уровенную поверхность в его основании (рис. 32 Б, Г). При анализе более 100 случаев смещения разрывами молодых форм рельефа выяснилось, что соотношения типа А и В встречаются значительно реже соотношений типа Б и Г. Следовательно, перемещения по разрывам происходили главным образом в стадии врезания и интенсивного развития долин.

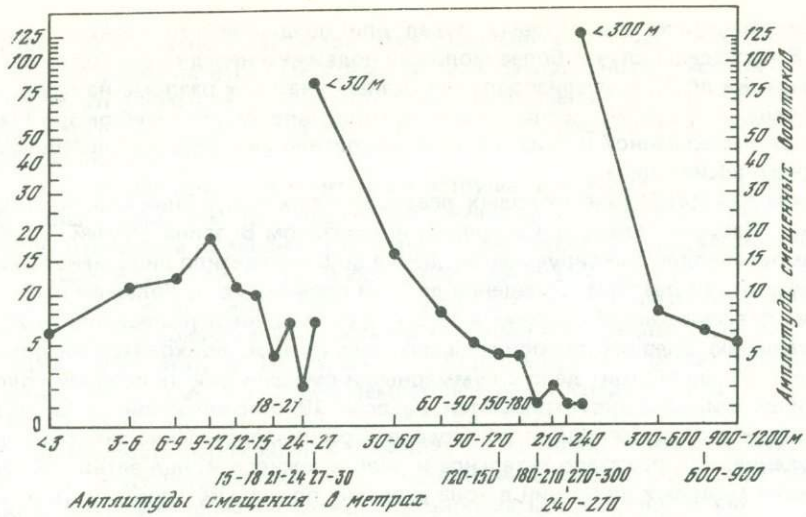


Рис. 30. Графики соотношения амплитуды смещения и количества водотоков, смещенных вправо по разлому Сан-Андреас между населенными пунктами Чолам и Камп-Дикс, по данным Р.Е. Уоллеса [Wallace, 1968b]; масштаб по осям — логарифмический

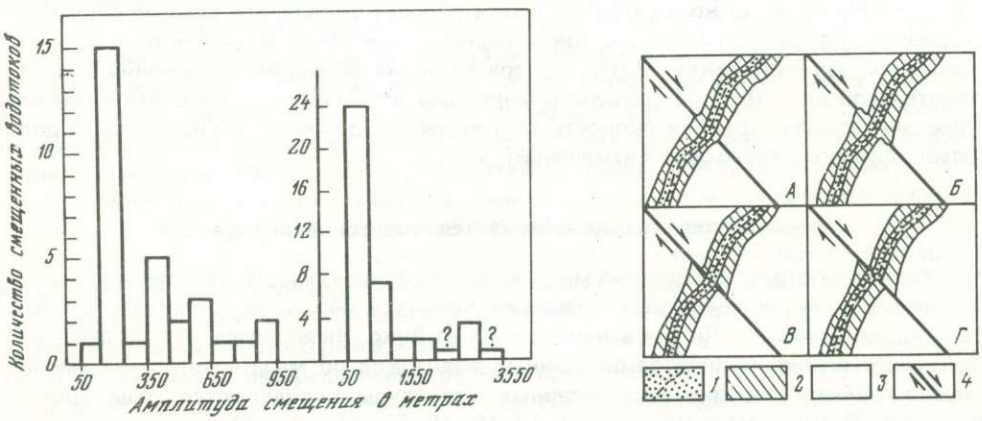


Рис. 31. Гистограммы правосдвиговых смещений по разлому Сан-Андреас между г. Сан-Франциско и населенным пунктом Чолам

Рис. 32. Типичные соотношения позднеплейстоценовых и голоценовых сдвигов с молодыми формами рельефа Копетдага и Юго-Восточного Кавказа

1 — современное русло и пойма; *2* — позднеплейстоценовая терраса; *3* — более древние формы рельефа; *4* — молодой правый сдвиг

При прослеживании четвертичных террас Копетдага и Юго-Восточного Кавказа с гор на предгорья и подгорные равнины устанавливается, что им соответствуют те или иные комплексы молассовых отложений, тогда как врезам, разделяющим террасы, отвечают перерывы и несогласия. Последние особенно заметны в локальных антиклиналях, растущих среди подгорной равнины. Как правило, длительность развития таких антиклиналей (например, Карамарьянской на Юго-Восточном Кавказе) фиксируется не столько первичным изменением мощности отложений от сводов к крыльям, сколько изменением величины угловых несогласий и мощности пород, сохранившихся от размыва в интервалы времени между их накоплением. По-видимому, рост складок происходит в стадии врезания и формирования угловых несогласий в большей мере, чем в стадии планации и накопления подгорных и межгорных молассовых толщ.

Таким образом, как подвижки по разломам, так и складкообразовательные движения усиливаются и ускоряются в одни и те же сравнительно короткие интервалы

времени, совпадающие со стадиями врезания. Эти стадии ускорения тектонических движений оказываются примерно одинаковыми на протяжении крупных подвижных зон и даже сегментов подвижных поясов, таких, как западное и восточное обрамление Южного Каспия или зона разлома Сан-Андреас, и представляют следующий после микроимпульсов ранг неравномерности тектонических движений.

Для анализа более продолжительных неравномерностей необходимо привлечь данные по хронологии тектонических событий всего новейшего орогенного периода. В качестве примера сопоставим события в столь тектонически разнородных регионах, как рифтовая зона Исландии и складчатое сооружение Копетдага.

Плиоцен-четвертичное развитие рифтовой зоны Исландии происходило в условиях горизонтального растяжения, которое реализовалось образованием все новых раздвигов, простирающихся примерно вдоль рифтовой зоны и заполняемых магматическим материалом преимущественно базальтового состава, частично извергающимся на поверхность [Трифонов, 1976в]. Количество извергаемого в разные эпохи вулканического материала зависело от интенсивности раздвигания. Дж. Уокер [Walker, 1960, 1965] показал, что принципиально такой же процесс происходил и ранее, в миоцене. Если судить по количеству извергавшегося в разное время вулканического материала [Palmason, Saemundsson, 1974], раздвигание рифтовой зоны осуществлялось неравномерно. Древнейшие известные на острове вулканические образования имеют радиологический возраст 16 млн. лет, а возможно 18 млн. лет. С этого времени скорость процесса изменялась, но в целом, вероятно, возрастала, достигнув максимума 10—12 млн. лет назад. Затем интенсивность раздвигания и вулканизма падает, причем в раннем плиоцене[1] происходит перестройка структурного плана: северный отрезок прежней рифтовой зоны отмирает и к востоку от него закладывается современная рифтовая зона [Белоусов, Милановский, 1975; Saemundsson, 1974]. С середины плиоцена интенсивность вулканизма вновь возрастает, но на фоне ее общего повышения выделяются эпизоды спада и частичной перестройки структурного плана. Один из таких эпизодов приходится на конец плиоцена—начало эоплейстоцена, другой — на начало нижнего плейстоцена.

На фоне длительного развития горноскладчатого сооружения Копетдага выделяется позднемиоцен-раннеплиоценовая фаза интенсивных тектонических движений [Растворова, 1958; Расцветаев, 1972; см. также раздел в данной книге "Структурно-стратиграфическая корреляция..."], фиксируемая глубокими эрозионно-денудационными врезами, угловыми несогласиями и появлением красноцветов в моласовых толщах. Вероятно, эта фаза состояла по меньшей мере из двух этапов усиления тектонических движений — предпонтического и предакчагыльского, разделенных этапом их относительного спада. Перед указанной фазой (до сармата включительно) и после нее (с акчагыла) проявления интенсивных орогенических движений были не столь продолжительными и чередовались с морскими трансгрессиями, одновременно с которыми развивались поверхности выравнивания [Расцветаев, 1972]. Такие чередования выявляются в позднем плиоцене и четвертичном периоде слабыми несогласиями между отдельными слоями акчагыла и между акчагылом и апшероном. Несогласие отвечает и тектонической активизации в конце апшерона, т. е. на границе эоплейстоцена и раннего плейстоцена. Заметные структурные перестройки, по-видимому, имели место также на границе раннего и среднего плейстоцена.

Поскольку развитие горноскладчатого сооружения Копетдага происходило в условиях горизонтального сжатия [Калугин, 1956; Горшков, 1947а; Расцветаев, 1966, 1972; см. также главу шестую данной книги], послесарматский миоцен и ранний плиоцен можно рассматривать как фазу усиления сжатия, а предшествовавший и последующий интервалы времени — как фазы ослабления сжатия, т.е. относительного растяжения. На фоне этих фаз возникали более кратковременные эпохи относительного сжатия и растяжения. Наиболее достоверно они выделяются в позднем плиоцене и антропогене.

---

[1] В настоящей работе приняты следующие датировки оснований хронологических подразделений (млн. лет): позднего миоцена — 10—12, раннего плиоцена — 5,5—6, позднего плиоцена — 3,3—3,5, эоплейстоцена — 1,8, раннего плейстоцена — 0,7—0,8 и среднего плейстоцена — 0,4 [Меннер и др., 1972; Берггрен, 1974; Трубихин, 1977; Никифорова и др., 1976].

В Исландии различаются фазы усиления раздвигания (допозднемиоценовая и послераннеплиоценовая) и фаза его ослабления или относительного сжатия (поздний миоцен—ранний плиоцен). В позднем плиоцене и четвертичном периоде обнаруживаются также более кратковременные эпизоды усиления раздвигания и вулканизма и эпизоды их ослабления и частичной перестройки структурного плана. Фазы усиления раздвигания Исландии соответствуют по времени фазам ослабления сжатия, т.е. относительного растяжения в Копетдаге, а фазы ослабления раздвигания, т.е. относительного сжатия Исландии, — фазе усиления сжатия в Копетдаге. Частично таким же образом коррелируются и некоторые эпизоды относительного сжатия и растяжения, например эпизод относительного сжатия на границе позднего плиоцена и эоплейстоцена и, возможно, подобный же эпизод в начале плейстоцена. В целом же вопрос о корреляции эпизодов требует дальнейших исследований.

Выявленные в Исландии и Копетдаге фазы изменения тектонической активности обнаруживаются и в других подвижных поясах и зонах. Так, в наиболее изученной Кенийской зоне Африкано-Аравийской рифтовой системы были ослабление растяжения и перестройка структурного плана 8—4 млн. лет назад [Логачев, 1974а,б]. Позднемиоценово-раннеплиоценовая (послесарматская) фаза активизации процессов горообразования и складчатости фиксируется на Кавказе [Милановский, 1968], в предгорьях Памира, на западном обрамлении Индийской платформы. А.А. Моссаковский [1965] начинает с этой фазы вторую, горообразовательную стадию орогенного этапа, когда горообразование охватывает всю территорию Альпийско-Центрального орогенического пояса, далеко "выплескиваясь" за пределы области с альпийским возрастом становления континентальной коры.

Е.Е. Милановский [1978] пришел к выводу о чередовании крупных фаз относительного сжатия и растяжения на фоне общего расширения Земли. П. и Е. Банквиц [P. Bankwitz, E. Bankwitz, 1974] выделили короткие (1,5—2 млн. лет) и длинные (10—12 млн. лет) ритмы активизации горизонтальных движений, общие для срединно-океанических рифтов и Альп. Первые, видимо, отвечают обсуждаемым эпизодам, а вторые — фазам проявления тектонических движений. Представляется, однако, что если о планетарном характере фаз сейчас можно говорить со значительными обоснованиями, то вопрос о корреляции эпизодов требует уточнения и проверки на большем количестве регионов.

Заключение

Развивая идеи В.Е. Хаина [1950] о "непрерывно-прерывистом" течении тектонических процессов, можно представить изменение интенсивности тектонических движений разных районов в виде кривых, отражающих совокупности колебаний разной частоты. Наиболее долгопериодическим членом такой совокупности были орогенные периоды, в рассматриваемом случае — весь новейший (неотектонический) орогенный период, начавшийся, по мнению Ю.Г. Леонова [1972], примерно в одно время в различных районах земного шара.

В течение новейшего орогенного периода имели место более кратковременные колебания тектонической активности разного ранга. Крупнейшие из рассмотренных здесь колебаний — тектонические фазы, различаясь по своим проявлениям в разных районах, относятся приблизительно к одним и тем же временным интервалам. Они, вероятно, отражают планетарную пульсацию — чередование относительного сжатия и растяжения, накладывающееся на региональные и локальные проявления тектонической активности. Планетарный характер колебаний следующего ранга, которым соответствуют эпизоды движений в разных областях, возможен, но пока не доказан. Что касается колебаний еще более высоких рангов, т.е. большей частоты — кратковременных стадий ускорения и замедления движений, вспышек сейсмической активности и, наконец, отдельных землетрясений, роев слабых землетрясений и импульсов ускорения крипа, то они выделяются на меньших площадях. В связи с этим предполагается, что ранг колебаний тектонической активности позволяет отделять ее глобальные проявления (глобальные события) от преломленных или вызванных действием региональных и локальных механизмов (ср. с главой первой).

НЕСОГЛАСИЯ И ФАЗЫ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

(к палеотектонической интерпретации несогласий)

Один из традиционных методов корреляции и изучения истории тектонических событий прошлого, особенно событий орогенического типа (орогенических фаз и эпох), — анализ несогласий и оценка их площадного распространения. Значение этого метода несомненно велико. Несогласия, которые обычно устанавливаются достаточно легко, действительно, являются хорошими структурно-стратиграфическими реперами при корреляционных работах. Вместе с тем метод анализа несогласий при всей его простоте и доступности таит в себе ряд опасностей, которые могут приводить к ошибочным заключениям относительно времени и синхронности территориально разобщенных тектонических событий.

Среди геологов весьма распространено представление о соответствии несогласий фазам активизации тектонических движений. Сами же фазы представляются в виде кратковременных импульсов, которые нарушают в общем случае более "размеренный", "спокойный" ход геологического развития. Но на самом ли деле или, по крайней мере, всегда ли несогласия являются индикаторами фаз активизации движений? И, наоборот, всегда ли такие фазы фиксированы несогласиями? В геологической литературе существуют достаточно различные и не всегда определенные толкования несогласий. "Геологический словарь" [1955] свидетельствует: "...несогласное залегание указывает на то, что тектонические движения, о б у с л о в и в ш и е н е с о г л а с и е, произошли п о с л е (выделено мною. — *В.М.*) отложения самого молодого из пластов, лежащих ниже поверхности несогласия, и до образования самого древнего из пластов, залегающих несогласно" [с. 72]. Сущность этих движений при этом не уточняется, кроме указания на то, что под их воздействием происходит поднятие участка земной коры, которыи подвергается денудационному разрушению, после чего следуют новое опускание и осадконакопление. Во втором издании "Геологического словаря" [1973] дана еще более емкая характеристика этих движений, под воздействием которых участок земной коры сначала выводится из зоны осадконакопления, а затем снова опускается и покрывается более молодыми осадками.

Отмечая достоинства метода анализа перерывов и несогласий, В.Е. Хаин [1973] писал, что с их помощью выявляются "наиболее интересные, п е р е л о м н ы е ф а з ы тектонического развития, фазы перестройки структурного плана, обычно совпадающие с общими поднятиями" [с. 146]. И далее он еще раз подчеркивает, что "в длительном и непрерывном процессе развития складчатой структуры есть свои с к а ч к и, обычно и проявляющиеся перерывами в осадконакоплении и несогласиями в залегании более молодых и более древних слоев" [там же, с. 147].

Более определенную тектоническую интерпретацию несогласий мы находим в работах А.А. Богданова [1949] и С.Н. Бубнова [1960]. В специальной статье, посвященной несогласиям, А.А. Богданов писал, что формирование поверхности несогласия в складчатых областях происходит в с л е д з а с к л а д к о о б р а з о в а т е л ь н ы м и д в и ж е н и я м и и в результате поднятия территории. "Соотношение же этих процессов (т.е. складчатости и поднятия. — *В.М.*) во времени в этом случае не может быть выявлено. В равной степени возможно, что складчатость произошла в начале и середине или в конце эпохи поднятия (а также, можно добавить, и до эпохи поднятия. — *В.М.*). Как бы ни был продолжителен или кратковремен интервал времени, соответствующий поднятию, в разрезе он фиксируется самой поверхностью несогласия" [Богданов, 1949, с. 47]. Критикуя Г.Штилле и М.М. Усо-

ва, А.А. Богданов считал глубоким заблуждением связывать формирование несогласий со складкообразовательными движениями и подчеркивал, что такой связи не существует. Несогласия и складкообразование развиваются независимо друг от друга и в разные этапы времени. "Таким образом, сама постановка вопроса о возможности установления времени складкообразования путем датирования этапов формирования несогласий является принципиально неверной" [там же, с. 54].

Сходные представления высказаны и С.Н. Бубновым [1960], который подчеркивал, что несогласия не всегда являются достаточно убедительным признаком времени деформации и что попытки устанавливать фазы по несогласному залеганию часто дают ошибки. Несогласное напластование возникает и впоследствии может быть доказано лишь там, где складчатость подняла район над уровнем моря, что не всегда происходит.

Очень важно напомнить также вывод С.Н. Бубнова о том, что периодам самого интенсивного орогенеза, т.е. фазам, соответствуют наибольшие темпы осадконакопления. "Эта связь, — писал он, — кажется самоочевидной, тем не менее полезно уяснить себе, что речь идет... о том, что в периоды сильных движений земной коры седиментация оживляется" [Бубнов, 1960, с. 34].

Таким образом, уже из отмеченных выше положений достаточно ясно, что проблему соотношения несогласий с фазами тектонических движений невозможно рассматривать, во-первых, без конкретного качественного и количественного определения характера этих движений и их отдельных фаз и, во-вторых, без учета конкретной связи с различными типами движений процессов накопления осадков, в которых фиксируются несогласия. Все эти вопросы сами по себе достаточно хорошо разработаны и изложены в обширной литературе. Не вдаваясь сколько-нибудь подробно в их существо, попытаемся систематизировать в рассматриваемом аспекте более или менее известные факты, выводы и предположения. Наша задача состоит лишь в том, чтобы выяснить место несогласий на весьма различных этапах тектонического развития земной коры.

Рассматривая временные соотношения деформаций и осадконакопления, необходимо прежде всего подразделить тектонические деформации на конседиментационные и постседиментационные. В первом случае активизация движений не приводит к несогласному напластованию, а фиксируется лишь в определенных изменениях фаций, мощностей и степени изменения углов наклона слоев в непрерывном разрезе. Несогласие же возникает только на участках, выведенных на какое-то время из зоны осадконакопления, где деформации развиваются в это время как конденудационные формы. Такие несогласия, особенно часто образующиеся в условиях континентального осадконакопления, могут действительно отвечать фазам активизации движений. Но они не являются определенным доказательством таких фаз, так как возникают не только на активных этапах, но и в другие моменты длительного процесса развития деформаций.

В связи со сказанным уместно вспомнить данные и выводы, полученные С.С. Шульцем [1948] из анализа неогеновых и четвертичных отложений Тянь-Шаня. Здесь в одних разрезах отдельные свиты мезозойско-кайнозойского комплекса залегают совершенно согласно и разница состоит лишь в уменьшении угла падения от древних свит к более молодым. В других разрезах наблюдается целый ряд размывов и угловых несогласий, которые, однако, не имеют широкого распространения не только по всему Тянь-Шаню, но даже внутри отдельных впадин.

Критикуя точку зрения ряда других исследователей Средней Азии, которые все угловые несогласия в мезозойско-кайнозойской толще принимали как проявление орогенических фаз, С.С. Шульц доказывает, что все эти следы тектонических движений объясняются не множеством отдельных фаз, а единым складчатым процессом. Сложность же процессов осадконакопления, происходящих в условиях и в результате активных тектонических движений, и приводит, как он показал, к весьма различным проявлениям этих движений в разрезе осадочной толщи, а несогласия далеко не всегда являются следствием орогенических фаз. Более определенную

информацию несут, по мнению С.С. Шульца, сами осадки. Так, например, нижнечетвертичные конгломераты Южной Ферганы он рассматривает "как отложения, синхроничные процессу складчатости, вернее, соответствующие наибольшей интенсивности новейшей тектоники" [Шульц, 1948, с. 193]. Такой вывод полностью отвечает высказываниям С.Н. Бубнова, которые мы приводили выше и с которыми вряд ли возможно не согласиться.

Постседиментационные деформации охватывают, как это следует из самого термина, ранее сформированные (и, возможно, уже подвергшиеся конседиментационной складчатости) комплексы осадков. Эти деформации могли произойти как сразу после их накопления, так и в любое более отдаленное время. В первом случае, если территория подвергалась денудационному разрушению, т.е. была достаточно поднятой, формируется поверхность выравнивания, которая срезает деформированные осадки и, будучи в дальнейшем погребенной, образует поверхность несогласия. Тогда можно наиболее определенно говорить о соответствии несогласия фазе тектонических деформаций. Однако длительность этой фазы, очевидно, всегда меньше того интервала времени, в течение которого сформировалась поверхность несогласия. В этом отношении, а также в отношении самого начала фазы сохраняется та неопределенность, о которой писал А.А. Богданов (см. выше). Если же смятие осадков отделено от их накопления более или менее продолжительным временем, эта неопределенность еще больше.

Более сложный случай представляют постседиментационные деформации, происходящие в бассейнах осадконакопления, т.е. на фоне общих опусканий. По-видимому, этот случай типичен для развития геосинклинальных бассейнов. На это обращал внимание, в частности, С.Н. Бубнов [1960], который подчеркивал, что "как раз интенсивные альпийские структуры часто образуются ниже уровня моря" [с. 39]. Можно предполагать, что этому случаю соответствуют рассеянные несогласия, которые представляют зоны достаточно резкого изменения деформированности толщ при переходе от одного стратиграфического горизонта к другому без заметного стратиграфического перерыва. Такого типа несогласия являются, очевидно, наиболее определенными и прямыми индикаторами фаз складчатости. Они характеризуют своеобразный смешанный тип деформаций, промежуточный между кон- и постседиментационным.

Что касается типа движений, то с точки зрения рассматриваемой проблемы необходимо и достаточно, по-видимому, различать среди них складкообразовательные (тектогенез, по Бубнову), орогенические (в прямом смысле этого слова к ним близок, очевидно, диктиогенез С.Н. Бубнова) и эпейрогенические.

Эпейрогенического типа движения, однородно охватывающие обширные территории и проявляющиеся в смене длительных опусканий (осадконакопления) длительными поднятиями (денудацией), формируют региональные несогласия, которые, и это очевидно, не являются определенными или во всяком случае достаточными индикаторами ни повышенной интенсивности тектонических движений, ни времени их проявления (если даже они действительно были таковыми). Ибо поднятие само по себе еще не предполагает активизации. Его интенсивность могла быть такой же или даже меньшей, чем интенсивность предшествующего опускания. Столь же неопределенны длительность и положение наиболее активной фазы поднятия (если таковая была) в пределах всего этапа поднятия.

Под складкообразовательными здесь понимаются движения, в результате которых осадочные толщи сминаются в обычные, более или менее напряженные складки, размеры которых сравнительно невелики и не превышают первых сотен метров. Топографический эффект развития таких складок обычно очень незначительный (рис. 33, III, IV) и индивидуальность их развития как структур конседиментационных или конденудационных проявлена обычно очень слабо или вовсе отсутствует. Чаще всего это распространенные на большой площади постседиментационные складчатые комплексы. Не повторяя данной выше характеристики, подчеркнем еще раз, что несогласия в этом случае более всего соответствуют фазам складчатости, фазам активизации складкообразующих движений.

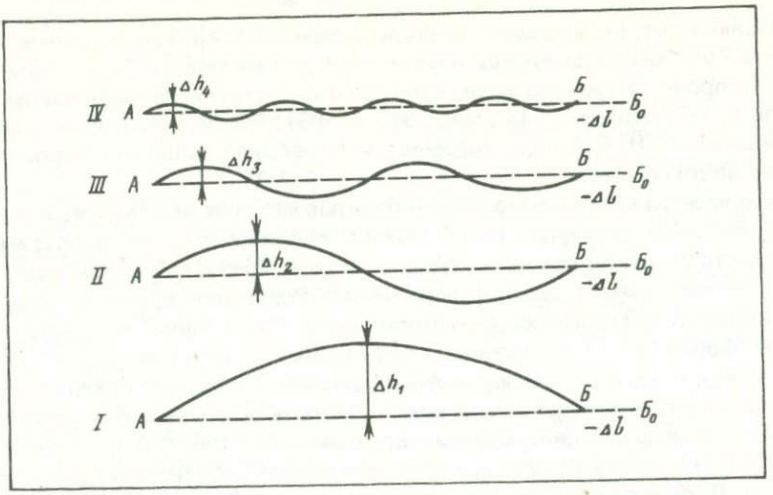


Рис. 33. Зависимость вертикальной амплитуды или топографического эффекта складчатости (Δh) от дробности складок (длины волны) при равной величине горизонтального сокращения земной поверхности ($-\Delta l$)

Пунктиром обозначена исходная поверхность, сплошной линией — та же, деформированная

К орогеническим относятся движения, прямо отвечающие определяющему их термину, т.е. "образующие горы". Они характеризуются развитием крупных (измеряемых обычно километрами) складок большого радиуса кривизны (складок основания, по Аргану и Шульцу) и связанных с ними разрывов. Деформации подвержены одновременно мощные комплексы разновозрастных пород, охватывая обычно весь осадочный и гранитно-метаморфический слой, а нередко и всю земную кору. Эти деформации отличаются от складкообразовательных значительным топографическим эффектом и создают более или менее высокоподнятые массивы и сопряженные с ними межгорные и предгорные впадины (рис. 33, I, II). Последние могут развиваться как континентальные или морские бассейны.

Следующая особенность орогенических деформаций — их конседиментационный или конденудационный характер, свидетельствующий о большой длительности этого процесса. Формирование орогенной структуры сопровождается накоплением мощных толщ молассовых или молассоидных грубообломочных отложений, в которых фиксируются довольно многочисленные несогласия как регионального, так и локального типов. Эти отложения заполняют впадины межгорных и предгорных прогибов. Разобщенность таких прогибов, нередко значительные орогидрографические, климатические и петрографические различия между прогибами (вместе с обрамляющими их поднятиями, которые являются поставщиками обломочного материала) приводят к тому, что корреляция немых и пестрых разрезов орогенных формаций (особенно континентальных), а также несогласий в них нередко затруднена даже для соседних прогибов, не говоря уже о смежных областях.

В подобных условиях существенную помощь оказывают орогенные поверхности выравнивания, образующие известную "лестницу" на склонах поднятий и фактически продолжающие региональные поверхности несогласий, которые имеют место (хотя и не всегда) в разрезах межгорных и предгорных впадин (рис. 34). Рассматривая смежные впадины и поднятия орогена в качестве сопряженно развивающихся складок основания, мы неизбежно приходим к выводу о синхронности разрушения поднятий и накопления обломочного материала в смежных впадинах. При этом очевидно, что максимальное разрушение поднятий, эрозионно-денудационное их расчленение с выработкой так называемых врезов и максимально активное осадконакопление во впадинах отвечают фазе активизации орогенических движений. Несогласия же в разрезах впадин, переходящие по простиранию в ступени денудационных поверхностей выравнивания на склонах поднятий, отвечают периодам затухания или по крайней мере ослабления тектонических движений.

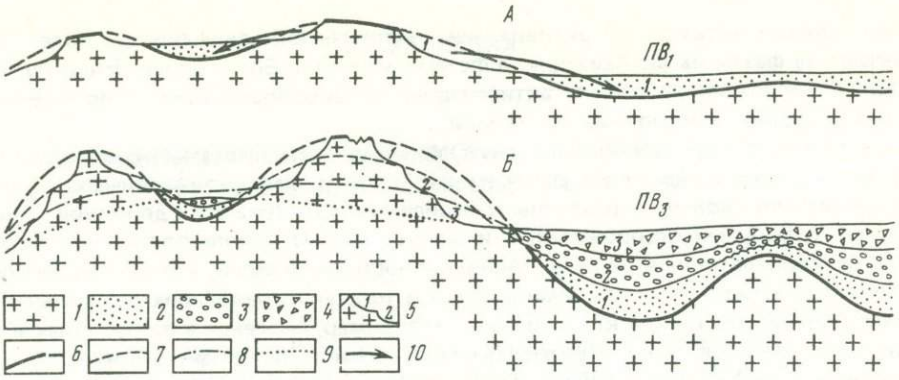


Рис. 34. Принципиальная схема развития сопряженных конседиментационных и конденудационных форм в орогенной структуре

А — начальная фаза деформации, сопровождающаяся эрозионно-денудационным расчленением исходного массива на поднятиях и аккумуляцией обломочного материала во впадинах и завершающаяся формированием полигенетической поверхности выравнивания ($ПВ_1$); *Б* — структурно-геоморфологическая схема того же участка по завершении трех фаз деформации (орогенеза)

1 — породы предорогенного комплекса (основание); *2–4* — породы орогенного комплекса, соответствующие трем фазам орогенеза; *5* — фрагменты эрозионно-денудационных врезов и поверхностей выравнивания, соответствующие подразделениям орогенного комплекса; *6–9* — структурно-стратиграфические контуры разновозрастных поверхностей выравнивания, реконструируемые на участках, где они разрушены денудационными процессами, и интерполируемые в неразрушенном массиве основания: *6* — предорогенный пенеплен, *7–9* — орогенные поверхности выравнивания; *10* — направление переноса обломочного материала из эрозионно-денудационных врезов в бассейны аккумуляции

Яркая и бесспорная иллюстрация сказанного, например, — поверхность крупнейшего регионального несогласия на Памире, в Тянь-Шане, в Джунгарском Алатау и в смежных областях, отделяющая комплекс палеозойских отложений от более молодых. Позднегерцинский орогенез зафиксирован здесь грубообломочными моласовыми отложениями верхнего палеозоя. Последовавшие затем нивелировка и общее затухание тектонических движений в условиях жаркого континентального климата привели к быстрому разрушению позднегерцинских сооружений и сформированию к среднему триасу обширной денудационной поверхности выравнивания, или пенеплена [Синицын, 1948; Костенко, 1972; Макаров, 1977]. Впоследствии погребенная, эта поверхность в разрезе превратилась в несогласие.

Аналогичны в рассматриваемом отношении и орогенные поверхности выравнивания, фрагменты которых повсеместно сохранились на склонах всех без исключения горных поднятий[1] (рис. 34). В палеогеоморфологическом аспекте они, вероятно, представляют разновозрастные педименты, т.е. денудационные (цокольные) равнины, формировавшиеся у основания поднятий и переходившие в аккумулятивные равнины сопряженных впадин соответствующего возраста. Завершение формирования таких полигенетических равнин приходилось, очевидно, на наиболее спокойные в тектоническом отношении периоды и прерывалось активизацией орогенных движений. Последние приводили к нарушению режимов выравнивания, формированию новых базисов денудации эрозионных врезов и педиментов. Всем этим изменениям в развитии поднятий отвечают особенности строения разреза отложений, выполняющих впадины. Для них более всего характерны деформации конседиментационного типа, которые были рассмотрены выше.

Таким образом, орогенные сооружения новейшего тектонического этапа дают ясные доказательства того, что несогласия в этих условиях сами по себе не обяза-

[1] Морфология этих поверхностей, условия их формирования, связь с тектонической структурой и другие особенности подробно рассмотрены Н.П. Костенко [1972].

тельно свидетельствуют об активизации тектонических движений и, более того, отвечают не фазам их активизации, а фазам затухания. Более определенно тектоническая активизация проявлена активизацией осадкообразования, и прежде всего накопления грубообломочных отложений[1].

Высказанные соображения позволяют, таким образом, считать, что хронологические соотношения между несогласиями и фазами активизации тектонических движений достаточно сложны и различны в зависимости от типа этих движений. Это заставляет с большей осторожностью и аккуратностью использовать несогласия в качестве коррелятивных реперов. Асинхронность несогласий, которая может быть установлена в разных местах земной коры в толщах, отражающих различные формы проявления тектонических движений (например, орогенез в одних зонах и геосинклинальное прогибание и складчатость в других), не свидетельствует об асинхронности этих движений. Ибо в одном из двух взаимосвязанных событий несогласие датирует фазу затухания, а в другом — близко по времени к активной фазе движения. В связи с этим представляется крайне необходимым иметь более четкое унифицированное отношение к терминологии, используемой в работах по корреляции. Прежде всего следует всегда строго разграничивать фазы, выделяемые под различными названиями: фазы складчатости, орогенические, тектоно-магматические, тектогенеза, имея в виду не одно и то же, а достаточно различные понятия как по существу, так и по комплексу обозначаемых ими явлений и процессов. Во всяком случае при палеотектонической интерпретации перерывов и несогласий, а также разрезов осадочных толщ, очевидно, нельзя отождествлять фазы складчатости с орогеническими фазами.

---

[1] Что касается последнего, то необходимо заметить, что определенные особенности формирования орогенной структуры, в частности резкое геоморфологическое проявление, могут приводить и к своеобразным аномалиям, когда вместо грубообломочных отложений накапливаются мощные толщи тонкообломочных (глинистых) осадков [Костенко и др., 1970].

ЗАКОНОМЕРНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ЕГО ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

ЗАКОНОМЕРНОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ КРУПНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ФОРМ РЕЛЬЕФА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Для установления или отрицания глобального характера тектонических процессов чрезвычайно важную роль играет анализ пространственного размещения тектонических форм на поверхности Земли. Если такое размещение окажется упорядоченным в морфологическом, кинематическом или тектодинамическом отношениях, а тем более связанным с элементами геоида или закономерно меняющимся в ходе геологической истории всего земного шара как целого, это будет важным свидетельством в пользу глобального характера тектонической деформации. Отсутствие общих для всей планеты (или крупных ее частей) механизмов, регулирующих ориентировку и морфолого-кинематический тип тектонических структур, свидетельствовало бы в пользу региональной концепции тектогенеза, сводящей формирование структуры земной поверхности к развитию случайных местных очагов тектонической активности, не имеющих непосредственной временной или механико-генетической связи с другими подобными очагами.

Обширная литература, имеющаяся к настоящему времени об общих закономерностях глобального макрорельефа земной поверхности, позволяет подойти в общих чертах к решению морфологического аспекта поставленной задачи. В распределении геоструктур планетарного и субпланетарного рангов, которыми следует считать материки и океаны, а также платформы и подвижные пояса, отмечаются определенные закономерности; некоторые из них, по-видимому, связаны с фигурой Земли и ее историей как планеты. Подробное рассмотрение этого вопроса было сделано недавно Г.Н. Каттерфельдом [1962], Н.П. Херасковым [1963], И.И. Чебаненко [1963, 1964] и П.С. Вороновым [1968]; сводку этих данных можно найти в обобщающих работах П.Н. Кропоткина [1970], В.Е. Хаина [1973], В.В. Белоусова [1976а], а также в ряде общих руководств по геологии и географии. Отметим основные морфологические особенности горизонтального и вертикального расчленения структуры и поверхности Земли, установленные к настоящему времени геодезическими, геофизическими и геологическими исследованиями.

Общие черты строения геоида

Фигура Земли в первом приближении близка к идеальной фигуре гидродинамического равновесия вращающегося вязко-жидкого тела с наблюдающимися в действительности параметрами вращения и плотности. Такой фигурой является сфероид (эллипсоид) вращения с превышением экваториального радиуса над полярным приблизительно на 21,5 км, что составляет 1/298 его длины.

Детальные геодезические исследования позволили установить, что экваториальное сечение Земли также эллипсовидно; превышение большой оси этого эллипса (15°в.д. — 165°з.д.) над малой (105°в.д. — 75°з.д.) составляет 426 м. Таким образом, при более подробном рассмотрении Земля представляет трехосный эллипсоид с полярным сжатием 1:298 и экваториальным 1:30000.

Полярные полуоси земного сфероида также неодинаковы (арктический полярный радиус больше антарктического на 100 м), что позволяет говорить о "кардиоидальной" форме Земли и ее полярной антисимметрии. Восточно-западная

асимметрия земного сфероида заключается в некотором превышении восточной полуоси большого экваториального диаметра над западной.

Дальнейшее уточнение формы геоида связано с гравиметрическими исследованиями. Изучение поля силы тяжести показывает, что поверхность геоида ("уровенная поверхность", везде перпендикулярная направлению вектора силы тяжести) не вполне совпадает с рассчитанной по геодезическим данным поверхностью трехосного эллипсоида, отличаясь от нее до 100—150 м в ту или иную сторону. В частности, уровенная поверхность геоида несколько приподнимается над океанами и погружается под континентами. Наиболее отчетливое погружение поверхности геоида наблюдается в Антарктиде, поднятие — в Арктике.

Внутреннее строение геоида характеризуется сфероидально-оболочечной структурой, причем оболочки существенно отличаются друг от друга по своим физическим свойствам (что позволяет исследовать их геофизическими методами) и, видимо, по составу. Отмечаются последовательное увеличение плотности вещества с глубиной и многократное чередование более вязких и менее вязких слоев. По особенностям прохождения упругих волн и другим геофизическим параметрам различают основные оболочки земного шара: кору (глубина подошвы 10—70 км), мантию (2900 км), внешнее (5100 км) и внутреннее ядро. Слой резкого уплотнения, связываемый с наличием фазовых переходов (слой Голицына, 400—900 км), отделяет нижнюю мантию от верхней. Последняя вместе с земной корой образует тектоносферу Земли.

Важнейшая особенность строения тектоносферы — ее глобальная расслоенность на относительно жесткую, "твердообразную" литосферу и нижележащий слой пониженной вязкости — "жидкообразную" астеносферу. Астеносфера расположена на разных глубинах (от 30—40 км под срединно-океаническими хребтами до 300—400 км под щитами древних платформ), имеет различную мощность (от 10—20 до 100—200 км) и вязкость (от 10^{18} до 10^{23} пуаз); последняя, однако, всегда на 2—3 порядка ниже вязкости выше- и нижележащих пород. Благодаря своей повышенной текучести астеносфера играет важную роль в гидростатическом выравнивании геоида (изостазия) и в механизме перемещения крупных литосферных блоков по отношению друг к другу и к внутренним частям геоида. Линзовидные слои пониженной вязкости имеются и внутри самой литосферы.

Внешнюю часть литосферы слагает относительно твердая и хрупкая земная кора, которая характеризуется значительной неоднородностью состава, структуры и физико-механических свойств в вертикальном и латеральном направлениях. По геолого-геофизическим данным земная кора подразделяется на более тонкие оболочки ("геофизические слои"). Самая верхняя, сиалическая ("гранито-гнейсовая") оболочка достигает 30 км по мощности и не образует сплошного покрова на поверхности "твердой Земли". Весьма изменчива по мощности и более глубокая симатическая ("гранулито-базитовая") оболочка земной коры, которая под океанами сильно утоняется (5—10 км) и залегает непосредственно под маломощным осадочным слоем, а под континентами утолщается (до 30—40 км) и местами погружается на значительную глубину. В глобальном рельефе Земли эти мегаструктуры отражены материковыми и океаническими равнинами, представляющими две основные гипсометрические ступени в рельефе литосферы (средняя высота +875 и —3794 м от поверхности геоида).

Ядро земного шара имеет некоторые свойства жидкости (непрохождение поперечных сейсмических волн, автономный режим вращения по отношению к мантии). С особенностями вращения "квазижидкого" металлизованного ядра по отношению к мантии обычно связывают возникновение магнитного поля Земли. Магнитное поле геоида имеет вид осевого диполя, причем магнитная ось Земли не совпадает с осью вращения планеты, и магнитные полюса медленно блуждают в полярных широтах; этот дрейф магнитного поля связывается магнитологами с явлениями прецессии и нутации вращающейся Земли и ее ядра. В современную эпоху магнитные полюса имеют координаты 75° с.ш., 101° з.д. (северный) и 67° ю.ш., 142° в.д. (южный). Средняя напряженность намагничивания соответствующих параллелей, как правило, больше для северных, чем для южных. Магнитное

поле Земли распространено до высоты 90 000 км (условная верхняя граница атмосферы). Радиационный пояс, образованный захваченными магнитным полем космическими частицами, имеет высоту 600–65000 км. По разнице в высоте внутренней границы радиационного пояса (1600 км в восточном и 600 км в западном полушарии) установлена неоднородная намагниченность земного шара, выражающаяся в смещении центра магнитного диполя относительно центра Земли на 440 км в сторону восточного полушария.

Особенности конфигурации и размещения океанов и материков ("географические гомологии")

Континенты занимают лишь 29% поверхности Земли и расположены на ней неравномерно. 70% всей площади континентов сосредоточено в северном полушарии (экваториальная дисимметрия поверхности Земли). Плоскость меридиана 15° з.д.–165° в.д. как бы делит земной шар на два полушария – континентальное и океаническое; в первом сосредоточивается около 75% всех континентальных масс (меридиональная дисимметрия поверхности Земли). Плоскость малого меридиана (105° в.д.–75° з.д.) делит земной шар на Атлантическое и Тихоокеанское полушария (рис. 35); Тихий океан, занимающий центральную часть последнего, является крупнейшей глобальной неоднородностью тектоносферы Земли.

Основные континентальные массы распределены в трех секторах геоида с осевыми меридианами 75° з.д., 15° в.д. и 105° в.д. ("континентальная звезда"); четвертый сектор (осевой меридиан 165° з.д.) – преимущественно океанический. Вдоль малого меридиана (105° в.д.–75° з.д.) располагается так называемый материковый пояс Карпинского (Азия и обе Америки). Отмечается закономерное чередование континентальных (геократических) и океанических (талассократических) меридиональных секторов, симметричных относительно малых и больших меридианов.

Северные материки отделены от южных глубокими средиземными морями. При этом материки северного полушария закономерно смещены на 20–30° к западу относительно соответствующих континентальных масс южного полушария

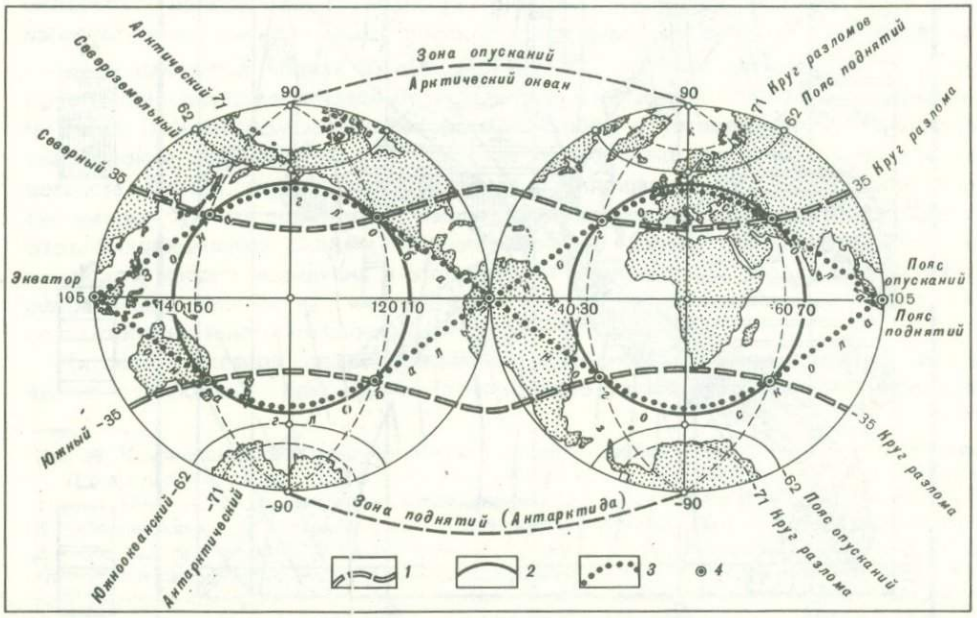
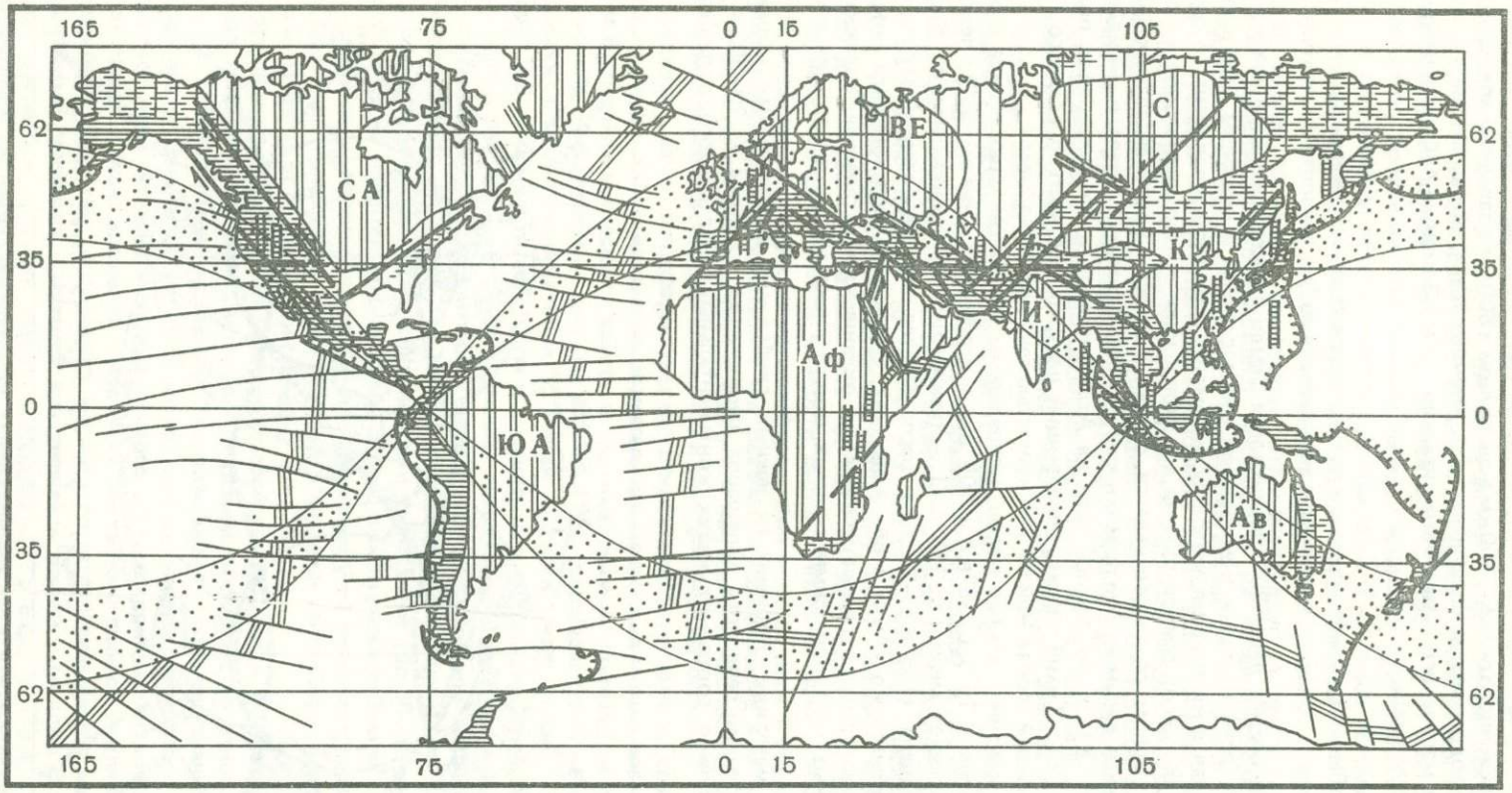


Рис. 35. Критические круги и центры деформации асимметрично-трехосного эллипсоида Земли (по Г.Н. Каттерфельду [1962], с добавлением зон глобальных сколов)

1 – критические параллели; *2* – критические меридианы; *3* – критические диагонали; *4* – центры деформации



1 2 3 4 5 6 7

("экваториальный сдвиг"). Южные материки ("гондванская группа") имеют более высокие средние отметки материковых равнин и значительно меньшие площади шельфов у своих окраин.

Почти всеобщим законом является "антиподальная асимметрия" в распределении сиалических масс на поверхности Земли — из двух концов одного и того же диаметра геоида один почти всегда находится в океане. Наиболее ярко эта асимметрия проявлена в антиподальности распределения сиалических масс в арктической и антарктической полярных областях.

Все (за исключением Антарктиды) материки имеют клиновидную форму, сужающуюся к югу. Соответственно клиновидные очертания имеют и северные ограничения океанов. Западные окраины материков характеризуются глубокими заливами, восточные — выступами суши и гирляндами островов, дугообразно выгнутыми к востоку.

Все материки относительно более приподняты по окраинам и опущены в центральных своих частях. Океаны, наоборот, характеризуются наибольшими погружениями окраинных частей (вдоль окраин материков или островных дуг); центральные же части их, как правило, образованы системами подводных срединно-океанических хребтов значительной высоты.

Обращает на себя внимание удивительное сходство очертания побережий некоторых материков — в первую очередь восточного побережья Южной Америки и западного побережья Африки. Сходство это еще более увеличивается, если принять во внимание конфигурацию подводной части континентального шельфа (примерно по изобате 900 м) и особенности геологического строения прибрежных пространств по обе стороны Атлантического океана. Много сходных черт имеют противолежащие побережья других материков.

Распределение крупнейших структур материковой и океанической литосферы

Литосфера материков состоит из почти изометричных платформенных блоков (древние платформы), разделенных широтно-меридиональной сеткой линейных складчатых поясов разного возраста (рис. 36). Ядра северных платформ располагаются симметрично южным; плоскость их симметрии смещена в северное полушарие и находится вблизи 35°с.ш. Примерно в этих же широтах расположен и крупнейший внутриматериковый складчатый пояс нашей планеты — Средиземноморский (Альпийско-Азиатский) орогенный пояс, к которому приурочены наиболее высокие горные хребты и наиболее интенсивные деформации альпийского возраста. Другая, еще более грандиозная по площади и глубине проникновения система альпийских деформаций Земли расположена по периферии Тихого океана. Этот Тихоокеанский складчатый пояс образует кольцо, примерно параллельное плоскости малого меридиана и отстоящее от нее на 20—30° по широте. Вся литосфера Земли делится на Тихоокеанский и Атлантический сегменты, отличающиеся по строению и истории своего развития.

Литосфера океанов состоит из крупных слабодислоцированных блоков (океанические платформы), разделенных относительно узкими линейными подвижными

Рис. 36. Крупнейшие структуры литосферы и их соотношение с зонами глобального скалывания
Доальпийские ядра стабилизации континентов: *1* — древние платформы (Ав — Австралийская, Аф — Африканская, ВЕ — Восточно-Европейская, И — Индийская, К — Китайская, С — Сибирская, СА — Северо-Американская, ЮА — Южно-Американская); *2* — молодые платформы. Альпийские структуры: *3* — области проявления позднеальпийской складчатости на континентах (орогенные пояса): *а* — более интенсивной (в основном эпигеосинклинальной), *б* — менее интенсивной (в основном эпиплатформенной); *4—6* — главнейшие системы позднеальпийских дислокаций на континентах и в переходных зонах (*а*) и в океанах (*б*): *4* — взбросы и надвиги, *5* — сдвиги и зоны сдвиговых деформаций, *6* — раздвиги и сбросо-грабеновые системы; *7* — зоны глобального скалывания (критические диагонали) геоида и узлы их пересечения (главные центры деформации)

зонами (срединно-океанические хребты, зоны крупных "трансформных" разломов, системы островных дуг и глубоководных желобов). Океанические платформы отличаются характерным рисунком магнитных аномалий (чередование положительных и отрицательных аномалий, протягивающихся полосами параллельно оси срединно-океанического хребта) и последовательным омоложением геологического возраста чехла от окраинных зон к центральным. Системы срединно-океанических хребтов представляют рифтовые (сбросо-раздвиговые) подвижные пояса, характеризующиеся медианным (по отношению к океанам) и субконцентрическим (по отношению к материкам) расположением. Трансформные разломы интерпретируются обычно как крупные горизонтальные сдвиги, островные дуги и глубоководные желоба — как глубинные структуры тангенциального сжатия (складки и надвиговые зоны).

В глобальном распределении материковых платформ и подвижных поясов наблюдается широтная зональность, соответствующая широтной зональности в расположении материков и океанов и вместе с нею определяющая экваториальную асимметрию литосферы. С севера на юг располагаются: Северный (Арктический) океан, Арктический подвижный пояс, Лавразийский пояс северных древних платформ, складчатый пояс Тетис, Гондванский пояс южных древних платформ, Южный подвижный пояс Нереис, Южный (Антарктический) океан, Антарктический подвижный пояс, Антарктическая платформа. Эта экваториальная асимметрия крупнейших структур литосферы подчеркивается длительным сосуществованием процессов наращивания северных и распада южных материковых платформ, прослеживающихся на протяжении всего фанерозоя.

Наряду с этим отмечается известная меридиональная симметрия ("квазисимметрия") в расположении основных платформ и подвижных поясов различного возраста в Новом и Старом Свете относительно меридианов 30° з.д. и 165° з.д. Меридионально-симметричное расположение крупных структур отмечается и в масштабе отдельных континентов (Северная Америка — относительно меридиана 95° з.д., Евразия — относительно меридиана 60° в.д.), платформ и складчатых поясов.

В складчатых поясах материков и переходных к океану зон отмечаются современные упругие напряжения сжатия, направленные поперек хребтов и складок; в срединно-океанических хребтах поперек простирания ориентированы напряжения растяжения, что роднит их с рифтовыми зонами континентов. Последние, как правило, ориентированы под прямым углом к складчатым поясам альпийского типа. Таким образом, выделяется два различных типа современных линейных подвижных зон литосферы: зоны преимущественного сжатия и зоны преимущественного растяжения, причем первые ориентированы, как правило, в широтном, вторые (в низких и средних широтах) — в субмеридиональном направлениях (см. рис. 36). В этом сказывается "моноклинная картина" глобальных деформаций литосферы в мезозое и кайнозое.

Наряду со складчатыми и рифтовыми поясами, существуют прямолинейные крупные зоны концентрации деформаций, обычно отождествляемые с зонами или системами глубинных разломов земной коры. Такие зоны сложно построены, иногда длительно развиваются и часто отделяют платформы от складчатых областей либо рассекают их под различными углами. Протяженность наиболее крупных зон разломов составляет многие тысячи километров, ширина — десятки и первые сотни километров. Амплитуда смещения по ним бывает различна; наиболее значительны из них горизонтальные сдвиги, смещение вдоль которых, возможно, достигает многих сотен километров. Анализу расположения этих зон разломов посвящено много работ как у нас, так и за рубежом. Оказывается, большинство зон разломов образует закономерную сеть, рассекающую земную кору через определенные промежутки и в определенных направлениях, симметричных относительно градусной сетки. Эта система основных линейных зон неоднородностей именуется регматической, или стационарной, сетью разломов; отдельные ее элементы принадлежат к структурам трансконтинентального или глобального ранга и схематично изображены на рис. 36.

В позднеальпийской структуре материков преобладают четыре системы глобальных разломов: субширотные (как правило, надвиги, реже продольные сдвиги), субмеридиональные (сбросы и раздвиги, реже поперечные сдвиги) и диагональные (северо-западные — правые и северо-восточные — левые сдвиги). Последние образуют наиболее значительные по протяженности разломные зоны; крупнейшие из них рассекают по диагонали целые континенты. Таковы Балтийско-Иранская (правосдвиговая) и Белуджистан-Сибирская (левосдвиговая) зоны концентрации деформаций, образующие "великие диагонали" Евразии и пересекающиеся в районе Иранского регматического узла. Аналогичные диагонально-сдвиговые зоны могут быть намечены и в Северной Америке (Западно-Американская правосдвиговая северо-западного простирания и Восточно-Американская левосдвиговая северо-восточного простирания). Трансконтинентальные диагонально-сдвиговые зоны контролируют распространение альпийских деформаций и отделяют неотектонические платформы от областей альпийского орогенеза. Кинематическая картина позднеальпийских перемещений по этим сдвиговым зонам соответствует обстановке меридионального сжатия и укорочения материковой коры континентов. Диагональные сдвиговые системы сочетаются с широтными системами сжатия (Антильская и Альпийская широтная В-тектоника по Г. Штилле), а узлы их пересечения находятся на продолжении глобальных срединно-океанических рифтовых систем (см. рис. 36).

Крупные системы тектонических нарушений обнаружены за последние десятилетия в океанах. Здесь развиты две взаимноперпендикулярные системы глобальных разломов, образующие ортогональную сетку широтных и меридиональных швов (см. рис. 36). Среди меридиональных нарушений наиболее распространены сбросо-раздвиговые зоны разломов; крупнейшие из них — рифтовые системы Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов. Субширотные зоны разломов как правило пересекают срединно-океанические хребты и смещают их рифтовые структуры. Они считаются горизонтальными сдвигами и выделяются в особый класс трансформных разломов; наиболее крупные из них отмечаются в восточной части Тихого океана и в Центральной Атлантике, где их протяженность достигает многих тысяч километров. В переходных к континентам зонах и вблизи островных дуг отмечается еще и третий тип океанических разломов — глубинные надвиги, выраженные на поверхности океанического дна бороздами глубоководных желобов; большинство из них вытягивается в субмеридиональном направлении и сопрягается под прямым углом с субширотными трансформными сдвигами. Как сдвиги, так и раздвиги океанического дна как правило ориентированы дискордантно к окраинам континентов и как бы срезаются (или перекрываются) этими последними. Наиболее четкое пересечение систем океанических разломов континентальной окраиной можно видеть вдоль западного края Центральной и Северной Америки.

К числу наиболее крупных позднеальпийских дизъюнктивных систем мы относим и так называемые глобальные зоны сдвиговых деформаций, протягивающиеся через весь земной шар под углом около 45° к экватору. Системы эти были намечены для северного полушария П.С. Вороновым [1968] (рис. 37, см. вкл.), который трактует их как результат реакции поверхностных частей планеты на стремление сфероида вращения "исправить" экваториальную асимметрию геоида и связывает эти зоны с поперечной им зоной растяжения в арктической области Земли. Оставляя в силе все эти предположения, заметим, однако, что: 1) в высоких широтах, где эти зоны имеют субширотное простирание и где меняется знак сдвиговых смещений вдоль каждой из этих зон, они представляют собой скорее зоны сбросо-взбросовых (радиальных), чем сдвиговых (тангенциальных) деформаций и 2) в низких широтах восточная и западная зоны глобальных сдвигов не следуют параллельно друг другу, как это рисует П.С. Воронов, а пересекаются в экваториальной области, причем места их пересечения отчетливо совпадают с малой осью экватора[1]. Нам представляется более правильным истолковывать эти глобальные зоны

[1] О больших кругах альпийских деформаций, пересекающихся в районе экватора, писал Л.Б. Рухин [1938, 1962].

деформации как сопряженные системы глобальных сколов (''критические диагонали геоида'' или ''большие дуги'' новейших деформаций), возникающие вдоль круговых сечений геоида при общем полярном сжатии Земли. Последняя, таким образом, представляется гигантским эллипсоидом деформации с минимальной полярной и максимальной большой экваториальной осями. Эти большие дуги деформаций оказывают, на наш взгляд, вполне ощутимое влияние на распределение позднеальпийских деформаций на поверхности Земли, в особенности материкового ее полушария. Отмеченные выше Балтийско-Иранская (или, вообще говоря, Балтийско-Индокитайская) и Западно-Американская зоны правосдвиговых деформаций являются элементами этих глобальных зон скалывания. Сопряженные с ними Белуджистано-Сибирская (Африкано-Сибирская) и Восточно-Американская трансконтинентальные сдвиговые системы также имеют облик глобальных сколовых систем и могут трактоваться либо как параллельные им сколы второго порядка, либо как следы глобальных сколов, существовавших в недавнем геологическом прошлом при других (по отношению к континентам) параметрах экваториального эллипса Земли.

Подводя итог беглому рассмотрению закономерностей в распределении глобальных систем дислокаций на поверхности Земли, отметим отчетливую зависимость ориентировки этих систем от их морфолого-кинематического типа и геоструктурного положения. Большинство внутриконтинентальных глобальных систем сжатия имеет субширотную ориентировку и диагонально рассекается сдвиговыми зонами северо-западного (правые) или северо-восточного (левые) простирания. Океанические сдвиговые системы в основном субширотны и поперечны к субмеридиональным структурам сжатия, тяготеющим к окраинам континентов и океанов. Сбросо-раздвиговые системы как континентов, так океанов и окраинных зон, как правило, субмеридиональны; на континентах они относительно невелики и ориентированы в основном поперек систем внутриконтинентального сжатия, а в срединно-океанических зонах достигают грандиозных размеров и ориентированы параллельно системам сжатия переходных зон.

Режим вращения Земли как возможный регулятор глобального структурного рисунка

Происхождение ''географических гомологий'' и других общих особенностей планетарной структуры и мегарельефа Земли до сих пор представляет загадку как для астрономов, так и для геологов. Наиболее убедительные попытки объяснения некоторых из этих особенностей принадлежат исследователям так называемого астрогеологического направления (Б.Л. Личков, В.Г. Бондарчук, П.С. Воронов, Г.Н. Каттерфельд, М.В. Стовас, И.И. Чебаненко и др.), настаивающим на важной роли гравитационных и ротационных сил в формировании современного лика Земли. Суммируем вкратце их представления по этому вопросу.

Шарообразная форма Земли и ее расслоенность по плотности связываются с действием гравитационных сил притяжения, которые, по мнению Б.Л. Личкова [1965], при достижении определенной величины вызвали ''переход от состояния кристаллического пространства астероидов к гравитационному пространству планеты'' [с. 19]. Этот переход, который указанный автор считает предварительным условием для начала любых тектонических смещений, произошел в фазу, когда ''силы тяготения получают господство над силами сцепления и упругости''; только после этого создались условия для тектонической изменчивости формы Земли, определяемой, по мнению Б.Л. Личкова, ''тангенциальным смещением подкоровых и коровых масс на большие расстояния''.

Полярное сжатие Земли — отклонение от гравитационно обусловленной сферической формы планеты, связанное с ее вращением вокруг своей оси. Различие, наблюдаемое между северной и южной полуосями земного эллипсоида, объясняется гипотетическими ''асимметричными силами вращения'', природа которых не выяснена. ''Если сфероид — это деформированная центробежными силами сфера, то кардиоидальный эллипсоид — это сфероид, деформируемый асимметричными сила-

ми вращения" [Каттерфельд,1962, с. 16]. Эллиптичность экваториального сечения Земли также может быть связана с действием сил притяжения и режимом вращения небесных тел. По мнению Г.Н. Каттерфельда, эта эллиптичность — след еще не вполне изжитого приливного выступа вещества Земли в направлении к Луне в ту предполагаемую им отдаленную геологическую эпоху, когда Земля и Луна представляли двойную планету, синхронно вращающуюся вокруг оси вращения Земли.

Таким образом, основные особенности фигуры Земли и ее внутреннего строения связываются с ее космической природой как крупного вращающегося небесного тела. Неоднородность ротационного (и, по-видимому, гравитационного) режима нашей планеты на протяжении миллиардов лет ее геологической истории могут, по мнению исследователей астрогеологической школы, оказаться главными источниками тектонических перемещений, определившими особенности и изменчивость глобальной структуры и рельефа Земли. Ведущая роль отводится здесь изменению объема Земли (1), изменению степени ее полярного (2) и экваториального (3) сжатия, а также центробежным и тангенциальным силам, возникающим вследствие осевого вращения Земли (4) и при изменениях скорости этого вращения (5).

Изменение объема Земли имеет чрезвычайно важное значение для ее ротационного режима, так как радиус и угловая скорость вращения Земли жестко связаны между собой по закону сохранения момента количества вращения. Как известно, существуют две противоположные концепции в отношении изменчивости объема Земли — гипотеза контракции и гипотеза расширяющейся Земли. В своих классических вариантах первая исходит из представления о значительных потерях внутреннего тепла Земли и ее предполагаемом охлаждении, вторая — из предполагаемого уменьшения гравитационной постоянной, заимствованного из концепции "расширяющейся Вселенной" П. Дирака и Б. Фридмана. Обе эти крайние точки зрения (в особенности последняя из них) предполагают весьма значительные направленные изменения радиуса Земли за относительно короткие геологические эпохи, что противоречит господствующим сейчас космогоническим теориям происхождения Земли. Они находят также множество противоречий и в том геологическом материале, который призваны объяснить (например, проблема сосуществования крупных зон растяжения и сжатия в одни и те же геологические эпохи). Однако более умеренные колебания радиуса и скорости вращения Земли в процессе ее геологического развития представляются вполне реальными исходя из историко-астрономических и палеомагнитных данных [Кропоткин, 1971], а также из теоретических представлений о периодических вариациях гравитационной постоянной Земли в связи с ее меняющимся расположением по отношению к другим небесным телам и, в частности, к центру Галактики (Н.Н. Парийский, Г.П. Тамразян). По-видимому, даже весьма незначительные (проценты или доли процентов) колебания радиуса и скорости вращения Земли могут создать ориентированные и неравномерно распределенные напряжения, достаточные для крупных смещений геологических масс и изменений структурного облика поверхности Земли. Вслед за В. Бэчером, М.А. Усовым и В.А. Обручевым многие современные исследователи [Воронов, 1968; Кропоткин, 1970; Хаин, 1973; Милановский, 1978 а, б] считают объем Земли пульсирующим во времени и связывают с этим структурную неустойчивость ее наружных оболочек.

К числу возможных причин, вызывающих изменение радиуса и скорости вращения Земли, обычно относят следующие. (1) Уплотнение пород и другие фазовые изменения вещества в процессе образования оболочечной структуры Земли. Наиболее важным в истории Земли событием такого рода, возможно, было образование ее тяжелого ядра, которое, по мнению Г.Н. Каттерфельда, "возникло скачком в ту критическую эпоху ранней истории Земли, когда ее масса достигла 80% современной. Это событие и последовавшее за ним сокращение радиуса планеты (на 100 км) вызвало резкое ускорение ее осевого вращения" [Каттерфельд, 1962, с. 25]. По предположениям некоторых исследователей, в настоящую эпоху также наблюдается постоянное сокращение радиуса Земли (5 см в столетие) вследствие глубинного сжатия и гравитационной дифференциации вещества Земли. (2) В результате действия лунно-солнечных приливов возникают "приливное трение"

и связанное с ним замедление осевого вращения Земли. Это явление, отмеченное еще И. Кантом, обусловливает вековое уменьшение угловой скорости вращения Земли и соответствующее увеличение ее радиуса. (3) Из-за целого ряда космических (как внутри-, так и внеземных) причин наблюдаются или предполагаются разнопорядковые периодические колебания объема и скорости вращения Земли, связанные с изменением структурных и гравитационных коэффициентов в течение суток, года, десятков лет и более. Важнейшее периодическое событие такого рода — предполагаемое изменение гравитационной постоянной в течение галактического года (150 млн. лет). (4) Известную роль в изменении объема Земли может играть и изменение ее теплового режима, объясняемое особенностями теплообмена между Землей и окружающим ее космическим пространством.

Таким образом, объем и скорость вращения Земли на протяжении ее геологической истории могли подвергаться самым различным изменениям в результате воздействия разных причин. Однако суммарный эффект всех этих воздействий для каждой геологической эпохи остается невыясненным, так что большинство геологов предполагает объем и скорость вращения Земли в фанерозое примерно постоянными или незначительно (до 5—10%) отклоняющимися в ту или другую сторону. По данным палеомагнитных исследований можно предположить некоторое (до 1—5%) общее увеличение земного радиуса с конца палеозойского времени; и наоборот, исторические данные о лунных и солнечных затмениях (а также данные о современных упругих напряжениях в земной коре) позволяют предполагать, что мы живем в эпоху некоторого сжатия и ускорения вращения Земли [Кропоткин, 1971]. Сопоставление этих данных, а также некоторые историко-геологические соображения заставляют многих ученых придерживаться представлений о пульсационном характере изменения объема и ротационного режима Земли в фанерозое.

Изменение скорости вращения Земли может иметь многочисленные следствия для распределения поля напряжений в приповерхностных ее частях. Из-за сохранения момента инерции отдельными относительно самостоятельными геологическими блоками на границах блоков разного геологического строения, а также воздымающихся и погружающихся блоков земной коры возникают избыточные, широтно ориентированные напряжения сжатия или растяжения, создающие возможность для горизонтального перемещения блоков земной коры в широтном направлении и для возникновения субмеридиональных складчатых или рифтовых поясов. Эти напряжения меняют свой знак в зависимости от замедления или ускорения вращения Земли и действуют на фоне постоянных, хотя и очень незначительных по величине напряжений меридионального сжатия, связанных с центробежными силами (силы Этвеша) и действующих как при неравномерном, так и при равномерном вращении Земли [Г. Стовас, 1975].

Изменение скорости вращения Земли приводит также к изменению степени ее полярного сжатия, связанной с угловой скоростью. В связи с этим периодическое ускорение и замедление скорости вращения Земли (а также изменение внутренней структуры геосфер) неизбежно вызывает перераспределение напряжений и материала в мантии и земной коре. В случае замедления скорости вращения полярное сжатие уменьшается, благодаря чему возникают радиальные силы, стремящиеся сплюснуть сфероид у экватора и вытянуть его у полюсов, причем у южного в меньшей степени, чем у северного (полярная асимметрия геоида). Эти напряжения приводят, по-видимому, к значительным перетеканиям подкоровых масс из экваториальных областей в полярные, причем максимальные тангенциальные усилия, как показал М.В. Стовас, а до него М. Веронне, Ф.Н. Красовский и В.А. Магницкий, развиваются в зоне так называемых критических параллелей (35° с.ш. и ю.ш.). К этим широтам приурочен "нулевой потенциал деформирующих сил" [М. Стовас, 1975], максимум которого отмечается на экваторе и полюсах. При ускорении вращения Земли ориентировка сил и перемещений меняется на противоположную, однако сохраняется значение критических параллелей как областей максимального тангенциального перемещения подкоровых масс (в отличие от преимущественно радиальных смещений земной коры у экватора и на

полюсах). С этими критическими параллелями многие исследователи (начиная с А. Гумбольдта) связывают формирование широтных складчатых поясов северного и южного полушарий. Интересно, что "критические параллели" отражаются не только в других географических оболочках Земли, вплоть до ионосферы (Я.Я. Гаккель), но также в фото- и хромосфере Солнца (М.В. Стовас). С критическими параллелями связаны также резкие изостатические аномалии силы тяжести, интенсивная сейсмичность, повышенные скорости новейших движений, максимальные высоты рельефа Земли.

Таким образом, критические параллели выступают в роли своеобразных "аккумуляторов" упругих напряжений и тектонических деформаций литосферы, рассматриваемых как следствие латерального перетекания подкорового вещества между экваториальной и полярными областями при периодических изменениях степени полярного сжатия. Такая схема соответствует предполагаемому геофизикой гидродинамическому механизму современных движений, рассматривающему последние как результат плоского вязкого течения астеносферы ("смазочный слой") под разбитой на блоки литосферой ("тяжелая нерастяжимая пленка") [Буланже, Магницкий, 1974; Калашникова и др., 1974]. С точки зрения теоретической геотектоники деформация крупного масштаба также рассматривается как следствие градиента скорости латерального тектонического течения горных масс "в условиях тепловой, плотностной, механической и вещественной неоднородности земной коры и верхней мантии, а также непостоянства скорости вращения Земли и положения ее полюсов" [Пейве, 1967, с. 20].

По аналогии с критическими параллелями, порожденными изменчивостью полярного сжатия земного эллипсоида, ряд исследователей предлагает выделять "критические меридианы" — круги на поверхности Земли, отстоящие на 35° от плоскости малого меридиана (105°в.д., 75°з.д.) и рассматривающиеся как реакция литосферы на изменение степени экваториального сжатия земного эллипсоида и его восточно-западной асимметрии. По мнению выделившего эти круги Г.Н. Каттерфельда [1962], именно они контролируют положение Циркумтихоокеанского и Циркумафриканского складчатых поясов.

Весьма важными критическими элементами геоида являются, на наш взгляд, большие круги деформаций, ориентированные под углом около 45° к плоскостям экватора и малого меридиана. Эти большие круги представляются нам следами пересечения поверхности Земли с двумя сопряженными плоскостями глобального скалывания, возникающими при осевом сжатии и неравномерном экваториальном расширении геоида вследствие особенностей его гравитационно-ротационного режима. С зонами глобальных сколов, именуемых нами "критическими диагоналями геоида", связаны крупнейшие сдвиговые системы Земли, а узлы их пересечения друг с другом, с критическими параллелями и меридианами составляют главнейшие центры неотектонических деформаций.

Критические параллели, меридианы и диагонали, а также узлы их пересечения и полюса составляют активные круги и центры деформации земного эллипсоида (см. рис. 35–37), с которыми связаны многие особенности глобального мегарельефа и, в частности, расположение океанов, материков, горных узлов и зон деформаций.

Таким образом, особенностями движения Земли среди других небесных тел в условиях гравитационного поля Вселенной и собственного поля силы тяжести могут быть, по-видимому, объяснены многие черты глобальной тектоники нашей планеты: трехосно-эллипсоидальная форма геоида и отклонения от нее, связанные с наличием восточно-западной и северо-южной асимметрии; распределение материков как положительных форм глобального рельефа вдоль малого меридиана, а также в средних широтах северного полушария и в полярной области южного; преимущественное развитие горно-складчатых поясов вдоль "критических кругов" геоида (параллелей, меридианов и диагоналей); наличие глобальных сдвиговых поясов и их расположение вдоль зон глобального скалывания; меридиональная квазисимметрия кинематической картины глобальной деформации, заключающаяся в преимущественно широтном расположении зон сжатия (В-тектоника), севе-

ро-западной ориентировке право- и северо-восточной — левосдвиговых систем (Д-тектоника), а также в преимущественно меридиональной ориентировке глобальных зон растяжения и рифтинга; наличие зон сжатия вдоль меридиональных границ континентов и океанов; относительное смещение к западу северных материков по отношению к южным; относительно бóльшая тектоническая и абразионная расчлененность восточных побережий материков по сравнению с западными и т.д. Те же планетарные причины определяют, по-видимому, и закономерную ориентировку на поверхности Земли единой сетки линейных дислокаций, проявляющейся в трещиноватости пород, в ориентировке разрывов, складчатых систем и границ геоблоков разного порядка. Эта сетка, получившая название планетарной трещиноватости, играет важную роль в глобальных деформациях литосферы; ее описанию посвящен нижеследующий раздел.

ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И ПОЛЕ УПРУГИХ НАПРЯЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРЫ

Особенно важное значение для рассматриваемой темы имеют общие закономерности распределения на поверхности Земли линейных элементов структуры и рельефа литосферы, именуемых со времени работ У. Хоббса, Р. Зондера и Г. Штилле линеаментами. Наиболее значительные из них позднее получили название планетарных (В.Г. Бондарчук) или глубинных (А.В. Пейве) разломов, а термин "линеамент" был распространен и на более мелкие структурно-геоморфологические объекты, вплоть до отдельных диаклаз и элементов микрорельефа (С.С. Шульц). Исследование закономерностей ориентировки линейных структур литосферы друг относительно друга и относительно стран света позволило установить, что подавляющее большинство из них образует геометрически правильную сетку планетарной трещиноватости (называемую еще регматической, или стационарной, сеткой разрывов, или основной делимостью земной коры) — совокупность систем трещин, разрывов, зон диастрофизма и линеаментов разного масштаба и морфологии, располагающихся закономерно друг относительно друга и относительно оси вращения Земли и, видимо, связанных в своем происхождении, ориентировке и кинематике с общепланетарными напряжениями ротационной природы. Это фундаментальное явление устанавливается в самых разных масштабах геологического исследования и на основании разнообразной геологической информации.

Особенности проявления и исследования планетарной трещиноватости в структурах разного ранга

Многочисленные массовые замеры тектонической трещиноватости как дислоцированных (И.П. Гамкрелидзе), так и спокойно залегающих (А.И. Пермяков, Г.В. Чарушин, С.С. Шульц) или массивных (А.В. Волин) горных пород позволили на основании сопоставления многочисленных роз-диаграмм простираний трещин установить, что последние распределяются не хаотически, а следуют обычно нескольким излюбленным, наиболее часто встречающимся направлениям, причем системы этих трещин сохраняют свою ориентировку независимо от состава, структурного положения, возраста и общего простирания нарушаемых ими горных пород [Шульц, 1973]. В отечественной литературе на это обратил внимание Н.С. Шатский [1955], выделивший ортогональную и диагональную системы трещиноватости, которые он связывал с глобальными напряжениями и фигурой Земли.

Ориентировка крупных трещин и локальных тектонических разрывов обычно более тесно связана с простиранием той складчатой системы, которой они принадлежат. Однако, как показывают исследования А.В. Волина [1962], Г.М. Стовас [1975], Н.Н. Хераскова [1977], автора [Расцветаев, 1966, 1973], И.И. Сонина [1976] и других геологов, статистический анализ разрывов также позволяет установить в них элементы планетарной ориентировки, хотя кинематические их осо-

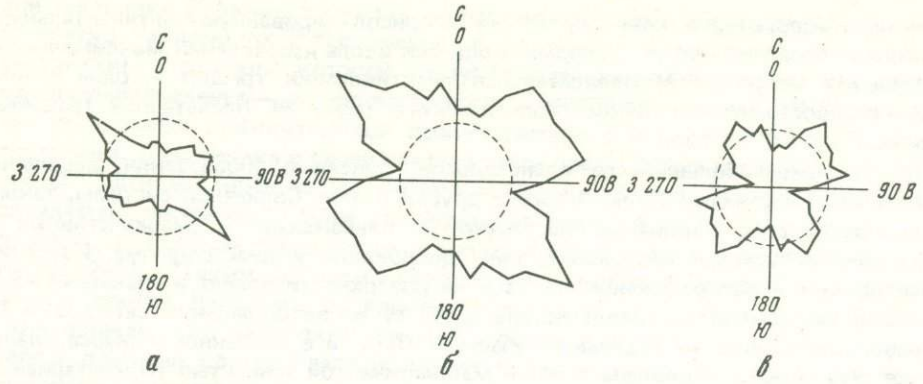


Рис. 38. Розы-диаграммы преобладающих простираний космографических линеаментов территории СССР и сопредельных стран (*а* — для западной половины, *б* — для всей территории, *в* — для восточной половины территории), выявленных при дешифрировании телевизионных космических снимков системы "Метеор"

бенности всецело связаны с региональным полем напряжений, иногда сильно отличающимся от общего планетарного.

Закономерная ориентировка региональных и межрегиональных систем разломов и мегалинеаментов Земли рассматривается в работах Р. Зондера, Г. Клооса, Дж. Умбгрове, Г. Штилле, Дж. Д. Муди и М.Дж. Хилла, Е.Ш. Хиллса, В.Г. Бондарчука, Ек. Бончева, П.С. Воронова, А.В. Долицкого, Д.Г. Панова, В.Е. Хаина, И.И. Чебаненко, Н.В. Шаблинской и многих других. Эти исследователи утверждают, что большинство крупных разломов, шовных зон и линеаментов каждого континента или кратона располагаются в виде двух, четырех и шести главных направлений, симметричных, как правило, по отношению к меридиану или к генеральному простиранию складчатости. Многие линеаменты секут границы кратонов и складчатых областей без изменения своего простирания ("сквозные" разломы), другие ограничивают крупные блоки земной коры с разным возрастом складчатой структуры ("краевые" и "межблоковые" разломы). Часто отмечаются согласованные перемещения по целой серии сопряженных разломов разного простирания и кинематического типа.

На основании схематизированных карт крупных зон разломов и линеаментов земной поверхности некоторые исследователи пытались составить идеализированные схемы преобладающих направлений линейных структур ("геотектонические решетки" М. Венинга-Мейнеца, Г.Л. Поспелова, И.И. Чебаненко, А.В. Долицкого и др.); большинство таких схем сводится к изображению четырех систем направлений — двух ортогональных и двух диагональных — к оси вращения Земли.

Весьма своеобразную информацию несут широко распространившиеся в последнее время схемы дешифровки так называемых космографических линеаментов, т.е. линейных образований, выявляемых на космических изображениях земной поверхности. Эти линейные зоны значительной протяженности, далеко не всегда отвечающие картируемым на поверхности Земли геологическим разрывам, представляют интегральные изображения трещинных мегаструктур литосферы, отраженных в ландшафтах и рельефе земной поверхности через механизм неотектонической активизации. Анализ простираний этих линеаментов показывает удивительную правильность образуемой ими сетки, причем для средних и низких широт отмечается резкое преобладание диагональных систем мегатрещиноватости над ортогональной (рис. 38, рис. 39, см. вкл.). Диагональные линеаменты преобладают даже в тех случаях, когда в геологической структуре территории доминирующими оказываются субширотные (Тянь-Шань, Кавказ) или субмеридиональные (Урал, Верхоянский хребет, Приморье) разломы. Такая избирательность неотектонической активизации мегатрещин связывается нами с особенностями воздей-

ствия позднеорогенного поля напряжений на консолидированную континентальную литосферу, особенно охотно деформирующуюся вдоль направлений максимальных касательных напряжений. Избирательная реактивизация трещин — одна из широко распространенных форм геологического развития планетарной трещиноватости.

По признанию большинства планетологов, линейные образования, дешифрируемые на поверхности Луны, Марса и других планет Солнечной системы, также представляют собой типичные тектонические линеаменты — дизъюнктивные в своей основе системы нарушений, зоны дислокаций и диастрофизма. Изучение ориентировки и распределения этих зон на поверхности планет и сравнение их с линеаментами Земли позволяет видеть здесь ту же закономерную сетку О- и Д-направлений, причем на отдельных участках Луны и в особенности Марса планетарная сеть трещин проявлена с почти математической точностью [Планетарная..., 1973; Галибина и др., 1975], не будучи завуалирована экзогенными процессами в той же мере, как это происходит на поверхности Земли благодаря активному воздействию на тектонические структуры гидро-, атмо- и биосферы.

Наиболее масштабные проявления "планетарной трещиноватости" можно видеть в особенностях простирания и размещения крупнейших складчатых поясов и "зон диастрофизма", как называет В.В. Белоусов глубинные, глобального ранга зоны повышенной проницаемости земной коры и верхней мантии. Давно известно, что в первом приближении складчатые пояса континентов образуют перекрестную сеть широтно-меридиональных структур [Белоусов, 1954; Херасков, 1963]. Более детальное рассмотрение ориентировки зон диастрофизма, предпринятое недавно В.В. Белоусовым [1977], позволило указанному автору сделать выводы, что "сетка доминирующих простираний имеет для материков всеобщее значение. Эта сетка состоит из ортогональной и диагональной системы направлений". Особенно устойчива первая, тогда как во второй наблюдают некоторые колебания. При этом в различных областях и в разное время преобладали те или иные элементы этой сетки. "...Возможно выделение преобладающих простираний двух порядков — генерального и частного. Однако и генеральные и частные простирания принадлежат той же сетке доминирующих простираний" [Белоусов, 1977, с. 51]. Следуя этим принципам, В.В. Белоусов описывает Тихоокеанское складчатое "кольцо" как "сферический многоугольник со сторонами, закономерно ориентированными в меридиональном (на юге), северо-восточном (на северо-западе) и северо-западном (остальные части "кольца") генеральных направлениях". Автор цитируемой работы считает, что платформенные и океанические структуры столь же упорядочены в простираниях, как и складчатые пояса, и что размещение эндогенных процессов издревле предопределено правильным рисунком очень глубоких неоднородностей.

Рассматривая внутреннее строение Средиземноморско-Азиатского геосинклинального пояса Евразии, В.В. Белоусов отмечает в пределах широтного генерального простирания этого пояса "сложную игру" частных простираний, но неизменно входящих все в ту же правильную сетку", "зигзагообразное сочетание диагональных простираний" [там же, с. 50]. Эта особенность строения Средиземноморского пояса была уже ранее отмечена Р. Штаубом [1938] и И.И. Чебаненко [1963]. Первый из них указывал на зигзагообразность строения Альпийской системы, на наличие в ней дуг и "кульминаций складчатости", происхождение которых Р. Штауб видел в облекании альпийскими складками системы углообразных выступов платформенного обрамления (концепция "контрфорсов"). Второй предложил рассматривать весь Альпийско-Индонезийский пояс как серию чередующихся отрезков северо-западного и северо-восточного простираний, совпадающих с трассами крупных диагональных линеаментов Евразии.

Весьма емкую характеристику соотношений широтных и диагональных складчатых систем Нового и Старого Света мы находим в работе Г. Штилле "Введение в геологическое строение Америки": "Антильская широтная тектоника ... находит несравненно более крупный аналог в величественной картине межконтинентальной

ной тектоники Евразии, точно так же простирающейся в широтном направлении... Я кратко называю их В-тектоникой, в отличие от Д-тектоники (диагональной тектоники), структуры которой следуют подчиненным В-складчатости главным направлениям сдвига — северо-восточному и северо-западному". "В Старом Свете мы встречаемся с В-тектоникой преимущественно в виде тангенциальной ортотектоники. Д-тектоника в своей главной части представлена радиальной паратектоникой" [Штилле, 1964а, с. 244]. В Новом Свете шире представлена "диагональная складчатая тектоника". "Она соответствует крупной глыбовой мозаике нашей планеты, в которой столь четко преобладают диагональные направления" [Там же, с. 245]. "Таким образом, диагональная глыбовая тектоника представляет собой явление, первичное по времени и причине" [там же, с. 246]. Г. Штилле тоже полагает, что неоднократная смена обоих диагональных направлений определяет ломаный контур главных структур Америки, ее побережий и внутренней структуры Атлантики.

Таким образом, трудами многих исследователей убедительно продемонстрировано широкое развитие в самых различных порядках и типах тектонических структур устойчивых по простиранию и симметричных к оси вращения Земли направлений предпочтительной дислокации земной коры — своего рода "мегаспайности" земного шара, контролируемой его ротационной динамикой и создающей основную тектоническую делимость литосферы. Суммируем основные особенности планетарной трещиноватости как глобального геологического явления.

Общие особенности планетарной трещиноватости

Первая особенность, вытекающая из определения планетарной трещиноватости, — устойчивость простираний определенных ее компонент. Иными словами, входящие в ее состав системы трещин и разрывов всегда образуют определенные углы с меридианами и широтами.

Второе свойство планетарной сетки дислокаций — симметричное расположение систем по отношению к широтам и меридианам. Симметричные относительно фигуры Земли дизъюнктивные системы объединяются обычно в парные системы трещиноватости ("регматические пары") — ортогональную (ориентированную вдоль параллелей и меридианов) и диагональные (северо-западной и северо-восточной ориентировки). Среди исследователей нет единства в отношении количества преобладающих простираний и относительной значимости Д-систем трещиноватости. Одни [Волин, 1962; Чебаненко, 1963; Шульц, 1973; Галибина и др., 1975] считают планетарной парную систему диагональных линий, простирание которых более (С.С. Шульц) или менее (И.И. Чебаненко) строго соответствует биссектрисам параллелей и меридианов. Другие (П.С. Воронов) отмечают широкий разброс простираний диагональных систем трещиноватости и наличие здесь как минимум двух самостоятельных направлений скалывания, лишь иногда сливающихся друг с другом, и придают этому разделению определенный механико-генетический смысл. По П.С. Воронову [1968], диагональные лучи на диаграммах планетарной трещиноватости часто раздваиваются, образуя по два дополнительных заострения с максимумами 305—325 и 35—55°. Связывая генезис планетарных трещин с действием миллиардов меридионально направленных тангенциальных сжатий и растяжений, возникающих за счет короткопериодических и скачкообразных изменений скорости вращения Земли и приливных деформаций ее фигуры (через механизм усталости), П.С. Воронов считает, что напряжения тангенциального сжатия порождали системы сколов с простираниями 325 и 35° и углом между ними 70°, а напряжения растяжения создавали системы сопряженных сколов с углом 110° и средними азимутами 305 и 55°. Третьи считают, что системы планетарной трещиноватости жестко связаны не столько с простиранием широт и меридианов, сколько между собой и отличаются в своем простирании на критический угол 30°, являющийся максимальным углом передачи напряжений без разрушения и характеризующий фундаментальное свойство вещества земной коры [Буртман, 1978]. Четвертые предполагают, что направлений диагональных швов в земной коре может

быть более шести, и выделяют восемь[1] планетарных систем разломов, полагая, однако, одни из них вторичными по отношению к другим [Муди, Хилл, 1960].

В разных масштабах планетарной трещиноватости и в различных районах мира преобладают те или иные компоненты планетарной сетки. Эта количественная асимметрия планетарной трещиноватости имеет некоторые всеобщие особенности. Так, в средних широтах резко преобладают диагональные элементы [Волин, 1962; Чебаненко, 1963, 1977], в высоких — ортогональные (радиально-концентрические) [Воронов, 1968]. На континентах, и особенно вдоль окраинно-континентальных зон, преобладают диагональные системы [Чебаненко, 1963], тогда как в океанической коре наиболее крупные дизъюнктивы — рифтовые и трансформные швы — ориентированы большей частью вдоль меридианов и широт. Как указывает П.С. Воронов (со ссылкой на Р. Зондера), ортогональные системы разрывов лучше выражены в геоструктуре качественно (в смысле протяженности и ширины), а диагональные — количественно (в смысле частоты встречаемости). По-видимому, в любой точке литосферы наблюдается несимметричное (неравное) развитие разных систем планетарной трещиноватости. Свойство это весьма важно, так как в нем проявляется асимметрия деформации в условиях относительной симметрии направлений.

В отдельных блоках литосферы, а тем более на платформах или на отдельных континентах в целом наблюдаются некоторые систематические отклонения в простирании, кинематике и количественных соотношениях основных компонент планетарной трещиноватости. Из-за этого частные розы-диаграммы трещиноватости отдельных областей несколько отличаются от сводных или тем более от планетарных роз-диаграмм структур одного и того же ранга. С этим отчасти связаны разногласия между отдельными учеными относительно количества, ориентировки и соотношения разных систем планетарной трещиноватости.

Конкретные линейные планетарные системы дислокаций редко вытягиваются на большие расстояния с сохранением своей морфологической, а тем более кинематической характеристики. Как правило, это прерывистые или кулисно расположенные зоны однонаправленных структурных элементов разного вида, генезиса, формы поверхностного выражения и кинематического облика (применительно к особенностям рельефа и ландшафта такие зоны получили название линеаментов). Они осуществляют контроль за расположением различных структурных элементов, а иногда и принципиально разных структур и деформаций. "Прямолинейность границ крупных геотектонических единиц наводит на мысль, что их контуры были предопределены изначальными линеаментами, т.е. "древними заложениями", "древними направлениями", "древними ослабленными зонами" земной коры" [Штилле, 1964 г, с. 612].

Важная особенность детальных масштабов планетарной трещиноватости — отсутствие принципиальных морфолого-кинематических различий между отдельными ее компонентами. Эта особенность, подчеркнутая С.С. Шульцем [1973], не позволяет однозначно считать все диагональные трещины сдвиговыми сколами, меридиональные — отрывами, а субширотные — трещинами сплющивания, как это склонны предполагать некоторые авторы [Волин, 1962; Чебаненко, 1963].

Однако в крупных геологических масштабах и для единых геотектонических эпох, как правило, наблюдается весьма строгая согласованность кинематической картины перемещений по сетке планетарных швов. Как будет ясно из следующего раздела данной главы, в новейших горных сооружениях Альпийского пояса резко преобладают сдвиговые швы диагонального простирания, субширотные надвиги и субмеридиональные сбросо-раздвиги [Расцветаев, 1973]. Иное сочетание позднепалеозойских перемещений [Лукьянов, 1965] характеризует сетку планетарных швов Центрального Казахстана, новейшая кинематика которых близка регматической сетке Альпийского пояса [Суворов, 1968; Бабак, 1969].

---

[1] В.С. Буртман [1978] считает, что столь большое количество планетарных направлений трещиноватости вызвано искусственным объединением в единую планетарную сеть четырех- или шестикомпонентных стационарных сеток разных континентов, повернутых друг относительно друга на различные углы.

Рассматривая глобальные линейные структуры Земли в целом и анализируя преобладающие смещения по ним в течение мезозоя и кайнозоя, мы также убеждаемся в весьма строгой упорядоченности морфолого-кинематической картины перемещений, заключающейся в сбросо-раздвиговом характере субмеридиональных зон (срединно-океанические хребты, зоны континентального рифтогенеза, возрожденные сбросовые горы и долины), спастическом (иногда также и сдвиговом) характере субширотных структур (надвиговые и спастические зоны Альпийского пояса Старого и Нового Света), правосдвиговом характере северо-западных и левосдвиговом северо-восточных структур. Их пересечение часто происходит в критических точках геоида (см. рис. 36).

Планетарная трещиноватость как отражение глобального поля упругих напряжений

Подавляющее большинство исследователей связывает планетарную трещиноватость с напряжениями, возникающими в земной коре при вращении Земли и изменениях режима этого вращения. Действие слабых, но направленных полюсобежных сил при равномерном вращении усиливается напряжениями, возникающими вследствие неравномерности этого вращения и изменения полярного и экваториального сжатия. При этом одни исследователи видят в ротационном поле непосредственную причину возникновения планетарных дизъюнктивов [Воронов, 1968], другие считают, что ротационные напряжения играли роль "спускового механизма" [Шульц, 1973] и ориентирующей силы [Чебаненко, 1977], лишь способствующей проявлению определенных типов трещиноватости в земной коре, оставляя роль главного фактора разрывообразования другим, более мощным тектоническим процессам. В последнем случае ротационные напряжения ответственны не за делимость литосферы, а лишь за структурно-геометрическую и динамико-кинематическую форму ее проявления на земной поверхности. Возникновение дислокаций, симметричных относительно вектора действующей силы, — широко известный из микроструктурного анализа факт, и, по-видимому, в известном смысле этот принцип можно распространить и в сферу макроструктурного анализа.

Справедливость этих представлений подтверждается экспериментами, проводимыми на вращающемся шаре с применением теории подобия [Чебаненко, 1977; Бурмистенко, 1972]. Автор последней работы отмечает большое сходство полученной сети трещин с теоретическими сетками линейных структур земной коры, построенными И.И. Чебаненко и А.В. Долицким, и делает вывод о существенном влиянии на тектонику вращательного движения Земли, и прежде всего неравномерностей этого движения (изменений скорости, прецессии и нутации).

Повсеместность сетки планетарных линейных дислокаций и ее закономерная по отношению к оси вращения планеты ориентировка заставляют полагать, что литосфера охвачена единым глобальным полем упругих напряжений ротационно-инерционной природы, ориентированным однообразно на огромных территориях и характеризующимся тангенциальным направлением главных сжимающих напряжений. Существенное подтверждение этим представлениям дают сейсмологические данные по изучению ориентировки упругих напряжений в очагах землетрясений в крупнейших сейсмических поясах земного шара [Введенская, 1969; Кропоткин, 1971; Балакина и др., 1972; Новая..., 1974]. Оказывается, сейсмогенерирующие упругие напряжения ориентированы в земной коре закономерно к генеральным структурам литосферы. В большинстве новейших складчатых поясов мира в горизонтальной плоскости поперек простирания структур ориентирован вектор максимального сжатия, а в срединно-океанических хребтах и молодых рифтовых зонах континентов — максимального растяжения. В пределах Атлантического полушария преобладает долготная ориентировка максимального сжатия.

В последнее время поле упругих напряжений верхних частей земной коры успешно изучается с помощью непосредственного измерения напряжений в шахтах и скважинах методом разгрузки. Эти тензометрические исследования позволили обнаружить в большинстве обследованных районов геодинамические поля напря-

жений с резко повышенными значениями горизонтальных напряжений сжатия, тесно связанных с неотектоникой и линейно возрастающих с доступной исследованию глубиной. Ориентировка этих горизонтальных сжимающих напряжений обычно довольно однообразна на весьма значительных площадях (например, для большей части равнинной территории США сжатие ориентировано в северо-северо-восточных румбах). Данные тензометрии подтверждают вывод Н. Хаста о существовании в современную эпоху глобального поля напряжений, связанного со сжатием радиуса Земли. Это поле, однако, в глобальном плане достаточно неоднородно и характеризуется "значительной анизотропией горизонтальных сжимающих напряжений, особенно резко выраженной в зонах активных современных горообразовательных процессов и новейшей складчатости" [Пейве, Кропоткин, 1973, с. 9].

Таким образом, данные структурной геологии, результаты сейсмологических и тензометрических исследований подтверждают вытекающий из динамического анализа планетарной трещиноватости вывод о наличии общего глобального поля упругих напряжений, регулирующего в каждую геологическую эпоху деформации и перемещение блоков литосферы и связанного с особенностями фигуры Земли, ее гравитационного поля и осевого вращения. Это поле направленно действует на всю глубину литосферы в течение весьма значительного интервала геологического времени, о чем можно судить по устойчивости кинематических тенденций, глубине заложения и грандиозных геологических масштабах связанных с ним крупнейших альпийских зон диастрофизма. Не может быть никакого сомнения, что влияние этих сил и явлений не ограничивается неотектонической эпохой, а характеризует всю геологическую историю Земли с момента появления твердой литосферы. В связи с этим геологическая история планетарной трещиноватости ставит немало сложных вопросов перед исторической геологией и теоретической геотектоникой. Суть проблемы заключается в том, как сочетать заведомую древность образования многих элементов регматической сетки с установленными другими методами крупными горизонтальными перемещениями и поворотами отдельных литосферных глыб.

Консерватизм и изменчивость в развитии планетарной трещиноватости

О истории формирования регматической сетки и связанных с ней структур высказан целый ряд различных гипотез. Одна из них, более яркое выражение которой мы находим в статье В.В. Белоусова [1977], предполагает ортогонально-диагональные глубинные неоднородности Земли существующими с глубокого докембрия в их современной конфигурации и расположении относительно географических координат. Это приводит к естественному выводу, что "повсеместная устойчивость рисунка глубоких неоднородностей относительно современной географической сетки координат при огромной древности этих неоднородностей никак не вяжется с какими-либо поворотами материков или их частей . . . или . . . с предположениями о далеких перемещениях географических полюсов" [Белоусов, 1977, с. 54]. И.И. Чебаненко (со ссылкой на Г. Клосса) также отмечает "консерватизм основных структурных направлений земной коры как свидетельство постоянства геодинамического плана Земли" [Чебаненко, 1964, с. 129] и считает это обстоятельство решительным препятствием для предположения о перемещении как полюсов, так и континентов (позже И.И. Чебаненко [1977] высказался в пользу более гибкого сочетания ротационной концепции с концепцией новой глобальной тектоники). На древности и постоянстве глобальных линеаментов Земли настаивает и Г.Н. Каттерфельд [1962], а также многие другие исследователи планетарной трещиноватости [Галибина и др., 1975]. Строгий фиксизм, признаваемый этими учеными за планетарной трещиноватостью, переносится ими и на крупные глыбы земной коры, вплоть до материков, внутреннее строение и конфигурация которых во многом, по их мнению, определяется планетарными дизъюнктивными системами.

Вторая концепция, наиболее полно развитая у нас в стране А.В. Долицким [1967, 1978], связывает природу линейных структур земной коры с изменением

положения оси вращения в ходе геологического времени. Анализируя распределение конкретных систем линейных образований земного шара, А.В. Долицкий предлагает описывать всю их совокупность несколькими разноориентированными ортогонально-диагональными сетками, соответствующими различным положениям географического полюса в разные моменты геологической истории. Изменение оси вращения, по А.В. Долицкому, приводит либо к возникновению новых систем линеаментов, либо к изменению морфологии и кинематики старых швов и к местному сжатию—растяжению на границах разделяемых ими блоков.

Третья точка зрения высказана В.Е. Хаиным [1973] и заключается в предположении, что ось вращения Земли смещается в ходе геологической истории, но всякий раз скачкообразно и на определенный угол, соответствующий углу между смежными направлениями регматической сетки. По мнению В.Е. Хаина, это предположение позволяет сочетать признание унаследованного развития регматической сетки с предположениями об изменении положения географических полюсов.

Согласно четвертой точке зрения (см. четвертую главу), устойчивость стационарной сети разломов во времени связывается с дискретностью земной коры по отношению к деформации, т.е. с ее способностью в определенных пределах передавать напряжения без деформаций [Буртман, 1978]. Это фундаментальное свойство земной коры, по мнению В.С. Буртмана, ограничивает количество возможных направлений разломов и складок в блоках континентальной коры минимальным углом между ними в 30°. Возникающие в процессе становления складчатой области четырех- или шестикомпонентные сетки разломов[1] полностью насыщены, и после их формирования дальнейшие относительные изменения ориентировки поля напряжений приводят не к появлению новых систем разрывов, а к изменению направления смещений по уже существующим швам. Сама же "геометрия" такой насыщенной сетки разломов в каждом блоке земной коры, раз возникнув, остается практически неизменной при любых изменениях поля напряжений, или, что то же самое, при любых поворотах этого блока относительно поля напряжений, остающегося неизменным. Дополнительные системы диаклаз образуются при этом лишь в случае, если сеть разломов не насыщена и в ней имеются "вакантные" направления, т.е. разница между простираниями соседних систем трещин превышает величину двойного минимального угла (приблизительно 60°). Отсюда В.С. Буртман [1978] делает два важных вывода: "1. Существование стационарной сети разломов континента не свидетельствует о стационарном положении поля напряжений. 2. Вращение континента относительно силового поля не приводит к перестройке насыщенной сети разломов континента" [с. 28].

О дискретности горных пород по отношению к тектонической деформации пишет и П.С. Воронов [1968], полагающий, что ротационные тектонические напряжения не производят непосредственного разрушения горных пород, а лишь используют всегда имеющиеся в породе ослабленные зоны, которые под действием напряжений развиваются в слепые или открытые макротрещины, симметричные относительно главного вектора силового поля. "В случае переориентировки поля напряжений, вызвавшего трещиноватость в твердом веществе, старые системы открытых трещин переходят в категорию слепых, а на месте прежних слепых возникают системы открытых трещин, столь же симметричных, как и прежние, относительно новой ориентировки главного вектора". Поэтому "планетарная трещиноватость и особенно линеаменты могут сохранять симметрию относительно оси вращения Земли при изменении местоположения географических полюсов" [Воронов, 1968, с. 57]. Как мы видим, данная точка зрения в известной мере противоположна предыдущей, так как она предполагает быструю изменчивость планетарной сетки в

---

[1] По данным Н.В. Шаблинской [1977], эти сетки образуются попарно и длительно: древние кратоны характеризуются тремя сопряженными парами (шесть систем разломов), молодые плиты — двумя парами (четыре системы); в океанических плитах развиты лишь две системы разломов — регматическая сетка, отражающая современное напряженное состояние литосферы. Каждому фиксированному положению плиты относительно оси вращения Земли соответствует единая ортогональная сетка разломов; наличие двух или трех таких сеток, повернутых одна относительно другой, говорит о соответствующих сменах ориентировки кратонов относительно глобального поля напряжений.

соответствии с изменчивостью поля напряжений и такую сеть ни в коем случае нельзя именовать "стационарной".

Вряд ли можно сейчас высказаться определенно в пользу какого-либо единственного механизма формирования планетарной трещиноватости, которой, несомненно, присущи элементы как консерватизма, так и изменчивости. Системы планетарной трещиноватости в каждом новом тектоническом цикле образуются одним из трех возможных способов: 1) разрушение в соответствии с силовыми линиями поля напряжений; 2) селективная мобилизация и перегруппировка ранее имевшихся ослабленных направлений в соответствии с силовыми линиями действующего поля напряжений; 3) использование ранее имевшихся доминирующих направлений в соответствии с принципом дискретности насыщенных систем. Представляется, что все три способа действуют совместно, роль их меняется от места к месту. При этом древность заложения того или иного элемента планетарной трещиноватости вовсе не говорит еще о том, что положение его на земной поверхности и ориентировка к странам света в современную эпоху остались такими же, какими были в момент его формирования.

Сравнение древних систем линеаментов с молодыми, а в особенности с космографическими и сейсмотектоническими (т.е. современными) линеаментами убеждает нас в чрезвычайной приспособляемости планетарной трещиноватости каждой геологической эпохи к свойственному ей полю напряжений. Планетарная трещиноватость (в частности, регматическая сетка линеаментов каждой эпохи) развивается на базе уже существующей общей геотектонической делимости, но не полностью ей соответствует. Динамический контроль в виде ориентированной системы напряжений в каждую эпоху обеспечивает активизацию строго определенной выборки наиболее актуальных систем делимости. И наоборот, некоторые элементы тектонической делимости играют, видимо, роль своеобразных "кинематических стабилизаторов", в значительной мере определяющих ориентировку блоков и плит при их перемещениях и деформациях в глобальных тектонических полях. Эти структурные стабилизаторы наряду с внутренней деформацией и переориентировкой структур обеспечивают "автоматическую подстройку" уже существующих элементов делимости к меняющейся тектодинамической обстановке, устраняя кажущееся несоответствие между наблюдаемыми поворотами перемещающихся блоков и устойчивостью ориентировки сетей делимости внутри них. Не исключено также, что сами эти повороты трещиноватых плит и блоков земной коры — необходимый элемент тектодинамического уравновешивания древних структурных неоднородностей с новым полем упругих напряжений.

* * *

В предыдущих разделах этой главы была приведена характеристика заведомо глобальных особенностей строения Земли (фигура и общее строение геоида, распределение на его поверхности континентов, океанов и планетарных систем нарушений), а также сделана попытка выявления закономерных пространственных сочетаний крупнейших структурных форм в их увязке с особенностями фигуры Земли и режима ее вращения. В размещении и закономерностях происхождения более мелких структурных форм также отмечается значительная упорядоченность, а нередко и связь с глобальными структурами или явлениями. Однако анализ закономерностей пространственного распределения региональных и более мелких структурных форм требует применения специальных методов структурного анализа; их краткая характеристика приводится в следующем разделе.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНЫХ СОЧЕТАНИЙ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Перейдя от глобального масштаба исследования к региональному, а затем и к более детальным масштабам тектонического анализа, геолог сталкивается с бесконечным множеством структурных элементов, число и разнообразие которых резко возрастает по мере увеличения детальности исследований. Особенности морфологии,

взаимной ориентировки и условий формирования структурных форм изучает структурный анализ. Представляется целесообразным различать морфологический, парагенетический и геомеханический аспекты структурного анализа.

Морфологический анализ заключается в установлении особенностей строения, конфигурации, размеров, пространственной ориентировки и взаиморасположения различных элементов и форм структурных неоднородностей в деформированной среде. Неоднородности могут быть разных размеров, формы и специализации. По специализации и геометрической форме можно провести бесчисленное количество разбиений, в зависимости от цели и направленности структурного исследования. Для нас особенно важно различать структурные неоднородности по их морфо-кинематическим особенностям, возникшим в процессе тектонической деформации.

По абсолютным размерам могут быть выделены неоднородности нескольких порядков величины. Положив за основу линейный размер неоднородности и исходя из максимального размера глобальных неоднородностей порядка 10^9 см (первый порядок), можно условно разбить все множество геологических структурных форм на 15 последовательных порядков; для общего анализа бывает достаточно выделять менее дробные градации, например: глобальный ($> 10^8$ см), межрегиональный (10^{7-8} см), региональный (10^{6-7} см), локальный (10^{4-6} см), детальный (10^{0--4} см), микроскопический (10^{-3--0} см) и ультрамикроскопический ($< 10^{-3}$ см) масштабные ранги структурных форм (и, соответственно, уровни структурно-геологического исследования).

Всеобщим правилом структурного анализа является принцип соразмерности структурных систем и элементов, т.е. каждому масштабу структурного анализа соответствует определенный масштаб структурной элементаризации (рис. 40). Размер исследуемых элементарных неоднородностей (уровень разбиения) должен отличаться от размера всей рассматриваемой структурной системы (уровень описания) не более чем на один-два порядка величины. Такие неоднородности могут рассматриваться как структурные элементы данной системы, образующие ее эффективную структурную неоднородность в данном масштабе исследования [Фридман, 1960; Рац, 1968; Николаев, 1978а]. Неоднородности более мелкого размера могут рассматриваться как самостоятельные структурные элементы лишь при более детальных масштабах исследований; по отношению же к данной структурной системе они составляют элементы ее *эндоструктуры* и индивидуально не исследуются. Статистически осредняясь, они выявляются как суммарные свойства среды, определяющие ее структурно-деформационные особенности (эффективную прочность, анизотропию, способность к определенному физико-механическому типу тектонической деформации) [1]. Более крупные структурные неоднородности, по отношению к которым изучаемые системы сами должны рассматриваться как квазиоднородные структурные элементы, слагают *экзоструктуру* исследуемых структурных форм; они определяют их общую геотектоническую принадлежность и характер внешних (по отношению к данной системе) тектонических сил и геологических перемещений.

Структурные неоднородности, возникшие вследствие тектонической деформации, неравномерно распределены в геологическом пространстве. Сосредоточенность, локализованность разрушения[2] — общий закон механики твердых тел [Фридман, 1960]. В наиболее общем виде для каждого масштаба исследований могут быть выделены зоны сосредоточения (концентрации) деформаций и относительно слабо нарушенные участки (области ослабленной деформированности) [Разломы. . . , 1963; Ажгирей, 1967]. Первые будем называть *зонами тектонических нарушений*, вторые — *тектоническими блоками*. В сильно деформированных средах первые, как правило, уплощены (в плане линейны), вторые — более

---

[1] Принятие той или иной реологической модели массива горных пород зависит, таким образом, от масштаба его рассмотрения.

[2] Напомним, что в геологии понятие деформации, в отличие от аналогичного термина в физике твердого тела, включает не только пластическую деформацию, но и разрушение горных пород.

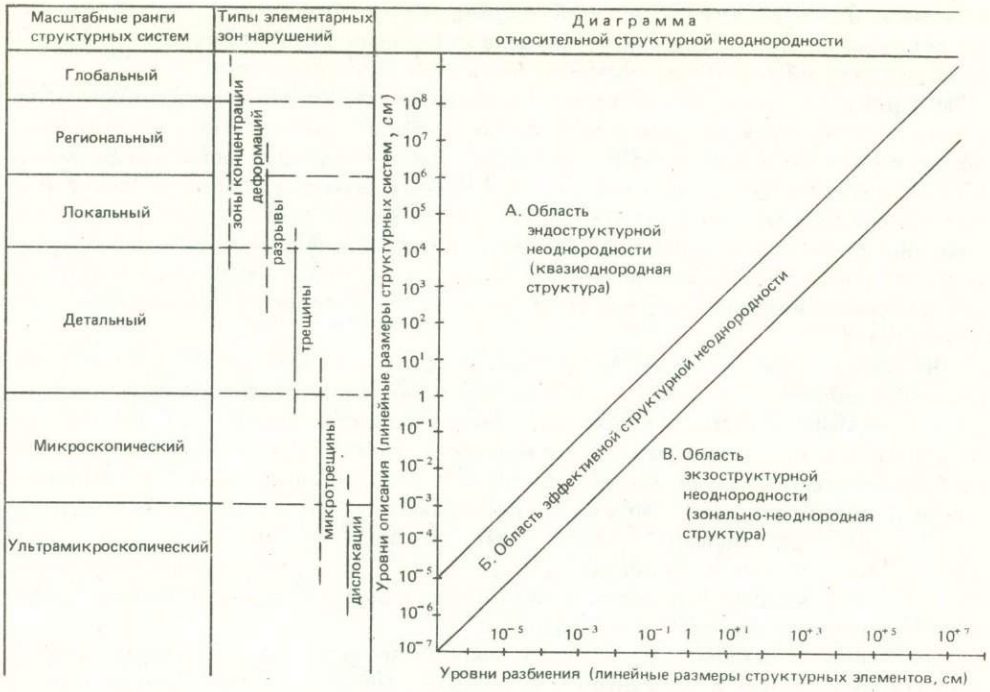


Рис. 40. Соотношение масштабных уровней структурных систем и элементов (по Я.Б. Фридману [1960] и М.В. Рацу [1968], с изменениями и дополнениями)

изометричны. Как те, так и другие могут быть при более детальном рассмотрении расчленены на зоны тектонических нарушений и блоки более высокого порядка. В практической деятельности геологам чаще всего приходится иметь дело с тремя основными масштабными рангами тектонических нарушений: 1) трещины и мелкие разрывы — "малые" структурные формы, величина которых измеряется сантиметрами, метрами, десятками и сотнями метров и которые могут быть изучены непосредственно при полевом анализе обнажений; 2) локальные и субрегиональные разрывы и зоны дислокаций — структурные формы размером от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров, исследуемые при полевом картировании отдельных структур; 3) региональные и межрегиональные зоны концентрации деформаций, представляющие крупные тектонические нарушения в десятки, сотни и тысячи километров длиной и до нескольких десятков километров шириной — зоны, в пределах которых наиболее резко и контрастно проявились тектонические движения определенного типа и возраста.

Парагенетический анализ структурных форм заключается в установлении закономерностей их совместного нахождения, имеющих (или могущих иметь) определенный генетический смысл. Накопленный к настоящему времени опыт структурно-геологических исследований позволяет заключить, что в подавляющем большинстве случаев структурные формы не беспорядочно располагаются в пространстве и друг относительно друга, а образуют определенные закономерные сочетания, часто вполне упорядоченные и многократно повторяющиеся. В одних случаях эта упорядоченность бывает очевидной, когда исследователь на местности или на карте может непосредственно наблюдать определенные типовые сочетания или зоны, построенные одними и теми же наборами тектонических элементов разного типа. В других случаях для выявления этой упорядоченности необходимо применять специальные методы исследования и статистической обработки (например, петроструктурный анализ кристаллографических элементов в породе или выявление рисунка трещинных систем на стереографических диаграммах).

Выделение упорядоченных, многократно встречающихся пространственных сочетаний структурных форм позволило перейти от описания этих форм к их

генетической интерпретации. Такие генетические заключения стали делать при микроструктурных исследованиях, где по характерным стереографическим рисункам линейных или плоских элементов петрографической структуры горных пород выделяются различного вида тектониты, интерпретируемые как результат разных типов тектонического перемещения и деформации. Из макротектонических нарушений наиболее просто поддаются генетической интерпретации сколовые разрывы, несущие свидетельства о направлении относительного перемещения своих крыльев. Физическая теория образования разрывов, разработанная Г. Беккером, Г. Клоосом, А.В. Пэком, Е.М. Андерсоном, Г.П. Горшковым и наиболее подробно М.В. Гзовским [1975], позволяет рассматривать определенные множества сколовых разрывов и трещин как результат единого тектодинамического процесса, характеризуемого некоторым положением и конфигурацией эллипсоида напряжений.

По мере накопления данных о пространственных сочетаниях разнообразных структурных форм назрела необходимость в генетической интерпретации и более сложных структурных комплексов, объединяющих разнообразные складчатые, разрывные и трещинные структуры. Группой исследователей под руководством А.В. Пейве [1960, 1962; Разломы. . . , 1963; Лукьянов, 1965, 1972; Лукьянов, Щерба, 1972а, б] был разработан парагенетический метод структурного анализа, основанный на эмпирическом выделении так называемых парагенезисов структур — многократно повторяющихся упорядоченных сочетаний структурных форм различного морфо-кинематического типа и ориентировки. В наиболее общем виде упомянутые выше исследователи выделяют два принципиально различных типа парагенезисов: 1) линейный парагенезисы, связанные с горизонтальными движениями земной коры в условиях резкой анизотропии напряжений в горизонтальной плоскости; 2) концентрически-радиальные парагенезисы, связанные с преимущественно вертикальными движениями земной коры в условиях относительной изотропии напряжений в горизонтальной плоскости [Лукьянов, Щерба, 1972б]. Среди парагенезисов первого типа выделяются [Разломы. . . , 1963]: 1) комплексы структур горизонтального растяжения — грабены, коробчатые впадины, сбросы, флексуры, зоны дробления, тектонические брекчии с угловатыми обломками, дайки, зияющие трещины; простирание основных структур параллельно зоне в целом и друг другу; 2) комплексы структур горизонтального сжатия — взбросы, надвиги, зоны динамометаморфизма и сланцеватости; более сложные группировки структурных форм, такие как "зоны смятия", широкие и протяженные зоны сжатия и надвигания (взбросы, чешуйчатые надвиги, изоклинальные складки); иногда широкие области сжатия и менее интенсивной деформации; 3) комплексы структур горизонтального сдвига — сдвиги, оперяющие трещины, зоны сдвиговых деформаций, складки с крутыми шарнирами; для зон с рассредоточенной сдвиговой деформацией характерны диагональные к простиранию зоны кулисообразно расположенные структуры сжатия и растяжения.

Все рассмотренные комплексы образуют как правило линейно вытянутые зоны, закономерно сочетающиеся между собой и ориентированные под определенным углом к вектору преобладающего горизонтального движения. Характер образуемых ими сочетаний (структурных рисунков) определяется горизонтальным движением: ". . . структурный рисунок разлома, состоящий из закономерно чередующихся структур сжатия, растяжения и сдвига, позволяет определить направление вектора горизонтального перемещения по разлому даже в том случае, когда прямые данные о таком перемещении . . . отсутствуют" [Лукьянов, 1965, с. 202–203]. В парагенез второго типа входят пологие концентрически-ступенчатые впадины неправильно округленных очертаний с полукольцевыми разломами, флексурами, субвулканическими телами, радиальными разломами и дайками, центральными и периферическими интрузиями.

Важнейшее звено парагенетического анализа — определение геолого-кинематического типа тектонического нарушения: сброс, взброс, правый или левый сдвиг, отрыв (раздвиг), зона сплющивания (содвиг). Точный геолого-кинематический диагноз нарушения заключается в определении элементов залегания его плоскости и

вектора относительного перемещения крыльев. Определение численного значения обоих этих параметров удается сделать лишь для небольшой части хорошо обнаженных и изученных нарушений, как правило, детального (трещины со смещениями или зеркала скольжения[1]) или локального (мелкие разрывы с известным направлением перемещения) структурных уровней. Однако качественное определение геолого-кинематического типа нарушений возможно для значительно бо́льшего их числа, так как при этом могут использоваться различные прямые и косвенные геолого-геоморфологические и структурно-геологические признаки.

По соотношению и взаимному расположению структурных зон внутри тех или иных структурных парагенезисов могут быть выделены различные типы структурных рисунков. По чисто геометрическим признакам представляется целесообразным выделять *петельчатый* (кольцевой) и *решетчатый* (линейный) типы рисунков. Первый состоит из дугообразных или кольцевых зон концентрации деформаций и округлых (реже неправильно-изометричных) областей ослабленной деформированности [Лукьянов, Щерба, 1972б], второй — из прямолинейных или слабоизогнутых зон нарушений и угловатых, иногда тоже линейно-вытянутых блоков. Нарушения сочетаются друг с другом под различными углами в виде разнообразных геометрических фигур. Различают ортогональный, ромбоидальный, трапециевидный, V-, Δ-, X и Ж-образный структурные рисунки [Расцветаев, 1973], а также более сложные сочетания линейных зон нарушений: "елочка", "эшелон", "миндалевидная виргация", "конский хвост" и др. [Лукьянов, 1965]. Конкретные структурные рисунки часто состоят из элементов того и другого типа ("перисто-дугообразные" [Суворов, 1968], "лямбдообразные" [Расцветаев, 1973] рисунки).

Внедрение парагенетического метода в тектонику позволило проводить широкую генетическую интерпретацию структурно-геологических данных в самых различных порядках тектонических структур.

Геомеханический анализ структурных форм заключается в выявлении (на основании сопоставления самих структурных форм или их парагенетических ассоциаций с известными физико-механическими процессами и моделями) направления и типа геологического перемещения (кинематический анализ), напряженного состояния литосферы (тектодинамический анализ) и ведущего реологического типа тектонической деформации (физико-механический анализ). Все нарушения, сформированные вследствие единого в кинематическом отношении процесса геологического перемещения, предлагается именовать *кинематическим* парагенезом структур; семейство структурных форм, образованных в едином тектоническом поле напряжений и характеризующихся жесткой зависимостью между ориентировкой и морфо-кинематическим габитусом, — *динамическим* парагенезом структур.

При изучении и диагностике зон тектонических нарушений и образуемых ими парагенетических структурных рисунков необходимо установить физико-механический тип нарушения, зависящий от реологических свойств и характера нагружения деформируемых тел. Представляется необходимым выделение четырех физико-механических типов тектонических нарушений. В соответствии с наиболее общим законом разрушения твердого тела важнейший вид геологической деформации литосферы — *скалывание*, проявляющееся как в хрупкой, так и в квазипластической форме. Развитие этого вида деформаций приводит к формированию в механическом смысле сдвиговых, а в геологическом взбросо-надвиговых, диагонально-сдвиговых и сбросовых (при различных ориентировках осей сжимающих и растягивающих напряжений) нарушений. Физико-механический процесс геологической деформации скалывания — сложный сдвиг, возникающий в обстановке общего сжатия. Вектор преобладающего геологического перемещения вдоль таких зон скалывания ориентирован под определенным углом к направлению главного

---

[1] Автором используется специальная методика тектодинамического анализа, основанная на статистическом изучении ориентировки зеркал скольжения различного геолого-кинематического типа [Расцветаев, 1969; Тихонов, 1973]. Более точная методика кинематического анализа трещин скалывания с определенным направлением скольжения разработана О.И. Гущенко [1975].

сжимающего напряжения (угол скалывания). Сколовые нарушения играют существенную роль при современных землетрясениях, в разрушении кристаллических структур на микроструктурном уровне, а также в других, самых различных масштабах тектонических деформаций.

Другой широко распространенный вид тектонической деформации — *скольжение,* под которым мы понимаем формирование вязко-пластических сколовых зон, развивающихся под воздействием пары сил ("простое сдвигание" в механическом смысле слова). Геологические нарушения, формирующиеся в результате скольжения при разной ориентировке пары сил, — тектонические покровы, поперечные к генеральной складчатости сдвиги и "взрезы", а также связанные с ними складчатые деформации. Вектор преобладающего геологического перемещения вдоль этих систем нарушений ориентирован параллельно действующему стрессу, что принципиально отличает скольжение от других видов механического скалывания.

Третий геомеханический вид тектонических деформаций, широко распространенный в альпийской складчатой области, — деформация *сплющивания.* Г.Д. Ажгирей [1966], настаивающий на выделении этого вида деформаций, уподобляет сплющивание скалыванию абсолютно пластичного вещества. Плоскости сплющивания ориентированы нормально к действующей силе и являются, по его мнению, конечным результатом дифференциального пластического течения вещества горных пород в условиях преобладающей деформации упруго-пластического типа. Механический сдвиг, возникающий вдоль плоскостей сплющивания, сближает этот вид деформации с предыдущим, однако они различны: 1) по ориентировке плоскостей скольжения относительно вектора общего сжатия (а, значит, и относительно генерального простирания складчатых структур); 2) по характеру эндоструктуры зон скольжения (при сплющивании скольжение обязательно сопровождается резким изменением внутренней структуры контактирующих тел, испытывающих разное удлинение в плоскости, параллельной плоскости скольжения; при простом сдвигании переориентировка эндоструктуры перемещаемых блоков незначительна и локализована в непосредственной близости от плоскости скольжения); 3) если вдоль зон скольжения первого типа один блок смещается относительно другого в строго определенном направлении (зависящем от действующей вдоль зоны пары сил), то вдоль зон скольжения второго типа в общем случае происходят сложные относительные перемещения масс в разных направлениях, среди которых далеко не всегда выделяется главное. Характерны сложные вращательные и вихревые относительные перемещения блоков, в разной степени удлиняющихся в различных направлениях и в разных местах. Геологическое проявление деформации сплющивания: продольные к складчатости сдвиги и взрезы, структуры общего горизонтального расплющивания, зоны складчатости, смятия и рассланцевания. Явление сплющивания имеет особо важное значение в деформации слоистых сред от тонких пакетов осадочных слойков до планетарных геосфер; поверхности раздела между последними в значительной мере, возможно, являются поверхностями скольжения второго типа.

В определенных тектонических условиях значительную роль играет деформация *отрыва;* формирующиеся при этом нарушения ориентированы поперек вектора максимального растяжения (относительного или абсолютного). Геологически это раздвиги и трещины растяжения, зияющие или (чаще) заполненные магматическим, гидротермальным, осадочным или кластическим материалом. В орогенические эпохи и в областях общего сжатия эти деформации играют подчиненную роль и являются элементами эндоструктуры складчатых зон, но в областях рифтогенеза и в фазы растяжения роль их, по-видимому, становится решающей.

Все отмеченные виды деформации проявляются как совместно, так и врозь, причем в каждом участке литосферы в каждую фазу тектонической истории и на каждом структурном уровне ведущим оказывается обычно один какой-либо вид деформации, а остальные играют второстепенную роль. В другом масштабе исследования, но в той же самой области относительная роль различных видов деформации может быть иной. Тип деформирования меняется и с ходом геологической истории, отражая реальные изменения эффективных реологических свойств гор-

ных масс в процессе их тектонического развития. Выявление физико-механических и морфо-кинематических типов тектонических нарушений играет решающую роль при исследовании тектодинамической природы парагенезов и общей кинематики геологических перемещений.

* * *

Выделение, картирование и геомеханическая интерпретация структурных рисунков и парагенезов разного типа внутри какого-либо объема горных пород позволяет установить: 1) преобладающий характер реагирования на действие тектонических сил, т.е. перемещение (дислокация) или изменение внутренней структуры (деформация); 2) суммарные реологические свойства среды (хрупкая, вязкая, пластичная и т.д.) и физико-механическую характеристику основных систем тектонических нарушений; 3) ориентировку преобладающих тектонических напряжений и преимущественных направлений разрушения (параметры общего тектонического поля напряжений). Установление ориентировки тензора напряжений и кинематического плана тектонической деформации представляет особый интерес для проблемы корреляции, так как эти элементы часто значительно более устойчивы, чем их конкретные структурные проявления; 4) предполагаемые направления смещений по нарушениям, кинематика которых непосредственно не установлена (обратная задача тектодинамики).

Применение методики структурных рисунков позволяет не только оценивать тектодинамическую природу крупных структур, но и включать в глобальный тектонический анализ гораздо более мелкие объекты, индивидуальное рассмотрение которых является, исходя из принципа соразмерности, совершенно незначимым в масштабе всей Земли или целых континентов.

ТЕКТОДИНАМИЧЕСКАЯ И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

Центральная часть Альпийского орогенного пояса и прилежащие к ней области Юго-Западной Евразии — весьма интересный объект для изучения особенностей пространственного распределения тектонических деформаций и для выявления в них общей, региональной и локальной составляющих. Большое разнообразие геотектонических структур (от древних платформ северного и южного типа до эвгеосинклинальных зон и областей с субокеаническим строением земной коры), отчетливая сохранность и выраженность в рельефе орогенических деформаций конца альпийского цикла, широкие возможности применения сейсмологических, палеосейсмотектонических, геоморфологических, геодезических и многих других методов определения современных и молодых движений и напряжений в земной коре, изобилие геофизических данных о строении земной коры (по крайней мере для советской части территории), хорошая дешифрируемость космических снимков и аэрофотоснимков, высокая геолого-тектоническая изученность отдельных регионов и быстрые успехи палеотектонических исследований последних лет, наконец, центральное положение этого региона в структуре континентов Восточного полушария и пересечение здесь "критических" параллелей и меридианов геоида позволяют рассматривать территорию Юго-Западной Евразии как чрезвычайно благоприятный полигон для структурно-корреляционных, кинематических и тектодинамических исследований, основанных на анализе структурных рисунков и парагенезов структур.

Пионерами изучения структурного рисунка Альпийского пояса Евразии следует считать крупнейших европейских тектонистов первой четверти нашего века — Э. Зюсса, А.П. Карпинского, Э. Аргана, С. Бубнова, Л. Кобера, Д.И. Мушкетова, Д.В. Наливкина, Р. Штауба, Г. Штилле, проанализировавших общие черты строения и происхождения Альпийского складчатого пояса и смежных структур континентов. Работы этих исследователей до сих пор сохраняют свое значение как в отношении установления основных пространственных и геометрических соотношений

между крупнейшими структурными элементами, так и в отношении трактовки их происхождения и глубинного строения. В отечественных регионально-геотектонических сводках конца 30-х – начала 50-х годов тектоника альпийских сооружений юга СССР рассматривалась обычно со строго фиксистских позиций. Исследование структурных форм велось преимущественно в историко-тектоническом плане, а кинематические наблюдения использовались главным образом для изучения деталей механизма формирования отдельных складок. Проблемы пространственных соотношений крупных структур и их морфо-кинематической типизации почти не обсуждались[1]. Специальный интерес к этим вопросам вновь оживляется с конца 50-х годов, когда в работах Г.Д. Ажгирея, С.А. Захарова, Л.У. де Ситтера, Дж. Ленсона, Дж. Д. Муди и М. Дж. Хилла были описаны яркие примеры закономерных пространственных сочетаний альпийских структур различного геолого-кинематического типа, а в работах А.В. Пейве [1960, 1962] были сформулированы чрезвычайно важные положения о кинематических типах складчатости (''складчатость сброса, сдвига и надвига''), о пологих глубинных разделах в земной коре и о гравитационно-инерционном характере тектонических сил, действующих на земную кору.

Указанные выше работы ознаменовали начало нового этапа региональных структурно-геологических исследований, основанных на анализе парагенезов структур и структурных рисунков, т.е. закономерных пространственных сочетаний различных структурных форм. Первые итоги этих исследований изложены в сборнике "Разломы и горизонтальные движения земной коры" [1963], где были сформулированы принципы и методика парагенетического анализа структурных ассоциаций и приведены яркие примеры применения такого анализа для разных регионов. Последовавший за тем поток специальных исследований, посвященных анализу парагенетических связей между структурами и выявлению их геолого-кинематического типа, дал огромное число примеров закономерных сочетаний структурных форм разного порядка (от детального до субглобального) для разных регионов мира и, в частности, для многих альпийских структур Евразии, таких как Памиро-Гималайский регион [Пейве и др., 1964; Руженцев, 1968, 1971], Тянь-Шань и Казахстан [Буртман, 1965, 1968; Суворов, 1968; Бабак, 1969; Макаров, Расцветаев, 1970], Копетдаг и смежные регионы Юга СССР [Расцветаев, 1966, 1969, 1970], Горный Крым [Горшков, Расцветаев, 1969], Алтай [Дергунов, 1972]. В эти же годы были проведены многочисленные специальные исследования по геологии и геоморфологии современных тектонических нарушений, в том числе поверхностных сейсмодислокаций [Копп и др., 1964; Буртман, 1965; Лукьянов, 1965; Расцветаев, Трифонов, 1965; Трифонов, 1974; Pavoni, 1961; Wellman, 1965; Thalenko, Ambrasys, 1970] и сейсмофокальных зон [Горшков, 1968; Горшков и др., 1969; Лукк, Винник, 1975; Кропоткин, Ларионов, 1976], а также данные о динамических параметрах в очагах землетрясений Альпийского региона [Балакина и др., 1979; Введенская, 1969; Рустанович, 1967; Соболева, 1968]. В результате этих исследований накопился большой материал о структурных рисунках и о напряженном состоянии литосферы Юго-Западной Евразии в новейшую эпоху.

Сводный эскиз позднеальпийского структурного рисунка всей рассматриваемой территории в целом был дан автором [Расцветаев, 1973] в специальной работе, основные выводы которой легли в основу настоящего раздела. В последующем были опубликованы более развернутые характеристики структурных рисунков некоторых частей этого обширного региона: Таджикской депрессии [Лозиев, 1975], Афганистана [Сонин, 1976], Советских Карпат [Беэр, Бызова, 1977], Кавказа, Крыма и Северного Причерноморья [Расцветаев, 1974, 1977], а также специальные работы по изучению неотектонических линеаментов и структурных рисунков с помощью космоснимков [Бызова и др., 1973; Копп, Расцветаев, 1976; Скарятин,

---

[1] Тем более значительным событием этих лет стало появление интереснейших работ Г.И. Каляева [1946] и Г.П. Горшкова [1947], описавших закономерности пространственных соотношений надвигов и сбросо-сдвигов Копетдага и интерпретировавших их на основе закона скалывающих напряжений.

Атанесян, 1976; Трифонов и др., 1978]. Из публикаций последних лет следует специально отметить геолого-сейсмологические исследования Ю.К. Щукина [1977], О.И. Гущенко и Л.А. Сим [1977] и П.Н. Николаева [1976, 1978б] о глубинных сейсмодислокациях и о напряженном состоянии земной коры юга СССР и смежных областей, а также работы по изучению молодых и современных приповерхностных структур, образующихся при сейсмических и медленных современных движениях земной коры [Трифонов, 1974, 1976; Кучай, Трифонов, 1977; Никонов, 1977; Molnar, Tapponnier, 1975]. Установленные динамические параметры полей напряжений и соотношения структур подтверждают и дополняют предложенную нами схему новейших структурных рисунков центральной части Альпийского пояса и учтены в нижеследующем обзоре.

* * *

Альпийский орогенный пояс Евразии — самая грандиозная внутриматериковая система деформаций мира (рис. 41). Он простирается в субширотном направлении вдоль 30-х — 40-х параллелей северного полушария от западного побережья Африки и Иберии до Восточных Гималаев, Тянь-Шаня и Забайкалья. Длина пояса превышает 10 тыс. км, ширина его колеблется от 500—600 км в местах пережимов ("синтаксисов") до 1,5—2 тыс. км и более в зонах расширений и виргаций. Орографически он выражен системой сильно расчлененных горных хребтов (включающих высочайшие горные вершины мира) и глубоких впадин (включая средиземные моря субокеанического типа). Область контрастного альпийского рельефа с севера и юга обрамлена материковыми равнинами Северной Евразии, Африки и Южной Евразии.

В структурном и историко-геологическом отношениях[1] Альпийский пояс Евразии — весьма гетерогенное образование, явившееся результатом длительных и сложных геологических превращений различных по своей геотектонической природе структурных единиц. В результате мезозойских и кайнозойских тектонических процессов эти единицы оказались соединены в относительно узкий складчатый пояс, спаявший северную и южную группы древних платформ и ставший ареной активных мезозойско-кайнозойских тектонических преобразований: магматизма, метаморфизма и деформации. В современной структуре пояса и окружающих его внеорогенных зон запечатлены наиболее общие итоги альпийской тектонической эволюции Восточного полушария, и в первую очередь история и характер структурного взаимодействия крупнейших платформенных масс Евразиатского и Гондванского суперконтинентов и разделявшей их некогда океанической области Тетис.

В альпийском развитии Альпийского складчатого пояса выделяются три этапа. Раннеальпийский этап (триас — средняя юра) характеризуется накоплением преимущественно вулканогенно-терригенных толщ, иногда значительной мощности; он связан с киммерийской складчатостью, сопровождавшей замыкание Палеотетиса. Среднеальпийский этап развития (поздняя юра — эоцен) резко разделяется на две стадии. В позднеюрское и неокомское время шло формирование эвгеосинклинальных трогов субокеанического типа с накоплением глубоководных кремнисто-карбонатно-вулканогенных толщ в пределах этих трогов, мелководных карбонатно-обломочных пород в смежных шельфовых морях на окраинах континентов и флишевых толщ у подножий континентальных склонов. Большинство исследователей полагает, что образование этих трогов происходило в условиях общего растяжения земной коры и расширения океанического дна. С начала мела обстановка растяжения сменилась обстановкой сжатия и началось схождение ("конвергенция") материковых масс Северного и Южного полушария, сопровождающееся

[1] Представления автора о генезисе и истории формирования Альпийского складчатого пояса основываются на классических работах А. Вегенера [1925], Э. Аргана [1935], Р. Штауба [1938], а также многочисленных исследованиях последних десятилетий, обосновывающих и развивающих эти представления [Кропоткин, 1967; Пейве, 1967, 1969; Книппер, 1975; Хаин, 1975; Гамкрелидзе, 1976; Адамия и др., 1977].

последовательным "захлопыванием" субокеанических бассейнов, столкновением ("коллизией") и деформацией обрамляющих и разделяющих их континентальных блоков с выдавливанием на поверхность глубинного материала вдоль крупных надвиговых поверхностей. Наиболее интенсивные движения были в середине и конце мела (австрийская и ларамийская эпохи диастрофизма), когда сформировалась основная покровно-складчатая структура внутренних частей Альпийского пояса и обрамляющих их офиолитовых зон. Этот процесс закрытия океанических бассейнов (замыкание эвгеосинклиналей) сопровождался в мелу и палеогене мощным вулканизмом известково-щелочного типа, что позволяет многим исследователям видеть здесь палеоаналоги активных континентальных окраин и островных дуг.

С конца эоцена начинается третий, позднеальпийский, этап развития пояса, который знаменуется мощной внутриконтинентальной складчатостью и сопровождающим ее горообразованием. Продолжающаяся коллизия обрамляющих пояс суперконтинентов привела к скучиванию и торошению горных масс в краевых частях сближающихся плит с формированием здесь сложной разрывно-складчатой структуры, мощных моласс и расчлененного горного рельефа (орогенный этап). Именно в это время сформировался современный структурный и геоморфологический облик Альпийского пояса, причем орогенные деформации охватили не только бывшие эвгеосинклинали и обрамлявшие их окраинно-континентальные зоны, но и области краевых морей, а местами и внутренние части эпипалеозойских и более древних кратонов.

В современной структуре Альпийского пояса отчетливо выделяется три продольные зоны. Северная, сформированная на южном краю эпипалеозойской платформы Северной Евразии, сложена шельфовыми отложениями юры, мела и кайнозоя, образование которых шло по крайней мере со среднеюрского времени в условиях постоянно нараставшего сжатия земной коры. Южная, сформированная на эпибайкальской Афро-Индостанской платформе, сложена чехлом шельфовых осадков от инфракембрия до кайнозоя. Прерывистые цепочки краевых офиолитовых поясов —Южного и Северного — отделяют эти зоны от Центральной, или

Рис. 41. Альпийский орогенный пояс в структуре Юго-Западной Евразии

1 — древние платформы (А — Африкано-Аравийская, ВЕ — Восточно-Европейская, И — Индийская, С — Сибирская); *2* — молодые платформы; *3, 4* — области активного проявления позднеальпийских орогенных деформаций эпигеосинклинального (*3*) или эпиплатформенного (*4*) типов (I, II, III — западное, центральное и восточное звенья Альпийского орогенного пояса Евразии); *5* — крупнейшие зоны разломов Юго-Западной Евразии, рассекающие Альпийский пояс и смежные структуры. Трансконтинентальные сдвиговые зоны ("великие диагонали" Евразии): Б—И — Балтийско-Иранская, Б—С — Белуджистан-Сибирская; межрегиональные сдвиговые зоны (Русский контрфорс Лавразии): К—К — Крымско-Копетдагская, А—Б — Афгано-Балхашская; стрелки вдоль зон указывают на характер сдвигового перемещения крыльев; *6, 7* — позднеальпийские зоны сжатия внутри орогенного пояса: *6* — региональные взбросо-надвиговые зоны, *7* — прочие зоны сжатия; *8* — зоны растяжения новейшего времени (грабены, сбросовые зоны, системы раздвигов); *9* — крупные сдвиги и зоны сдвиговых деформаций новейшего времени, рассекающие орогенные структуры Альпийского пояса или смежных плит; *10* — предполагаемое направление относительного горизонтального перемещения крупных литосферных блоков вдоль границы с Альпийским поясом

Рис. 43. Схема новейшей тектоники юга Средней Азии и смежных областей

1 — области новейших опусканий; *2* — наиболее прогнутые участки молассовых прогибов; *3* — области новейших воздыманий; *4* — приосевые участки основных новейших поднятий; *5* — крупнейшие разрывные нарушения и шовные зоны новейшего времени; *6* — прочие крупные новейшие разрывы; *7* — новейшие сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *8* — новейшие взбросы и надвиги; черные крупные стрелки указывают относительное направление смещения крыльев вдоль Туркмено-Хорасанской (западная часть) и Алтае-Гиндукушской (восточная часть) неотектонических систем сдвиговых деформаций

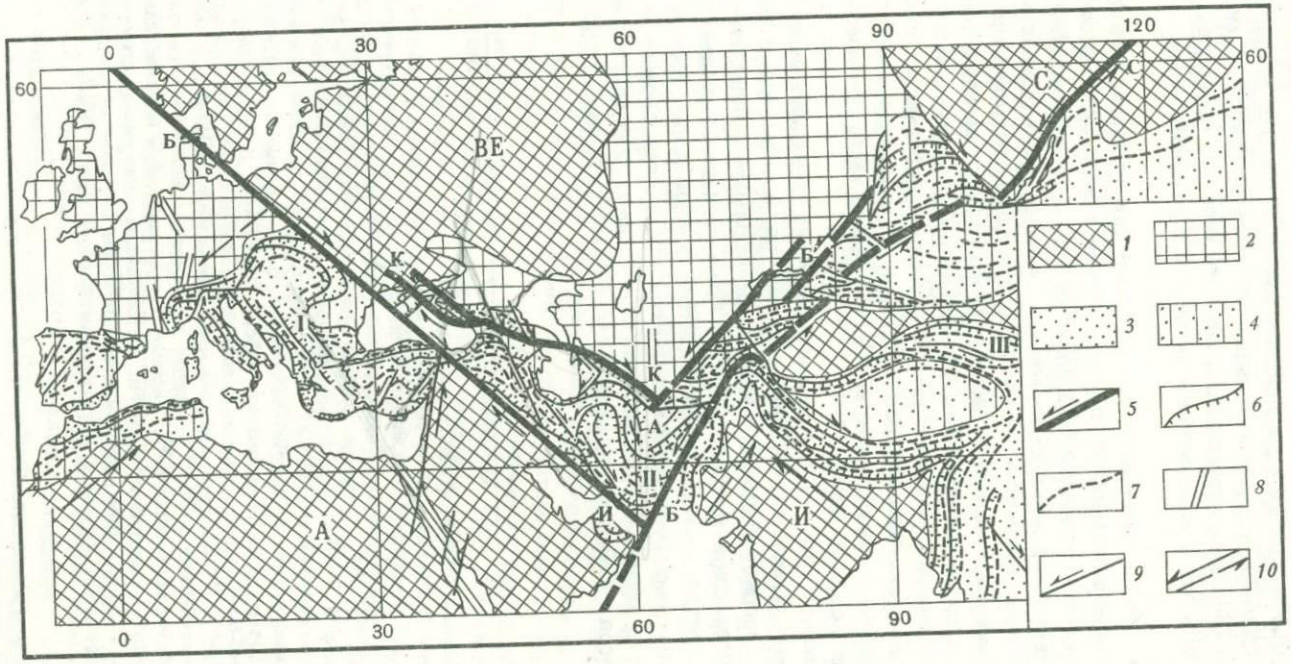


Рис. 41.

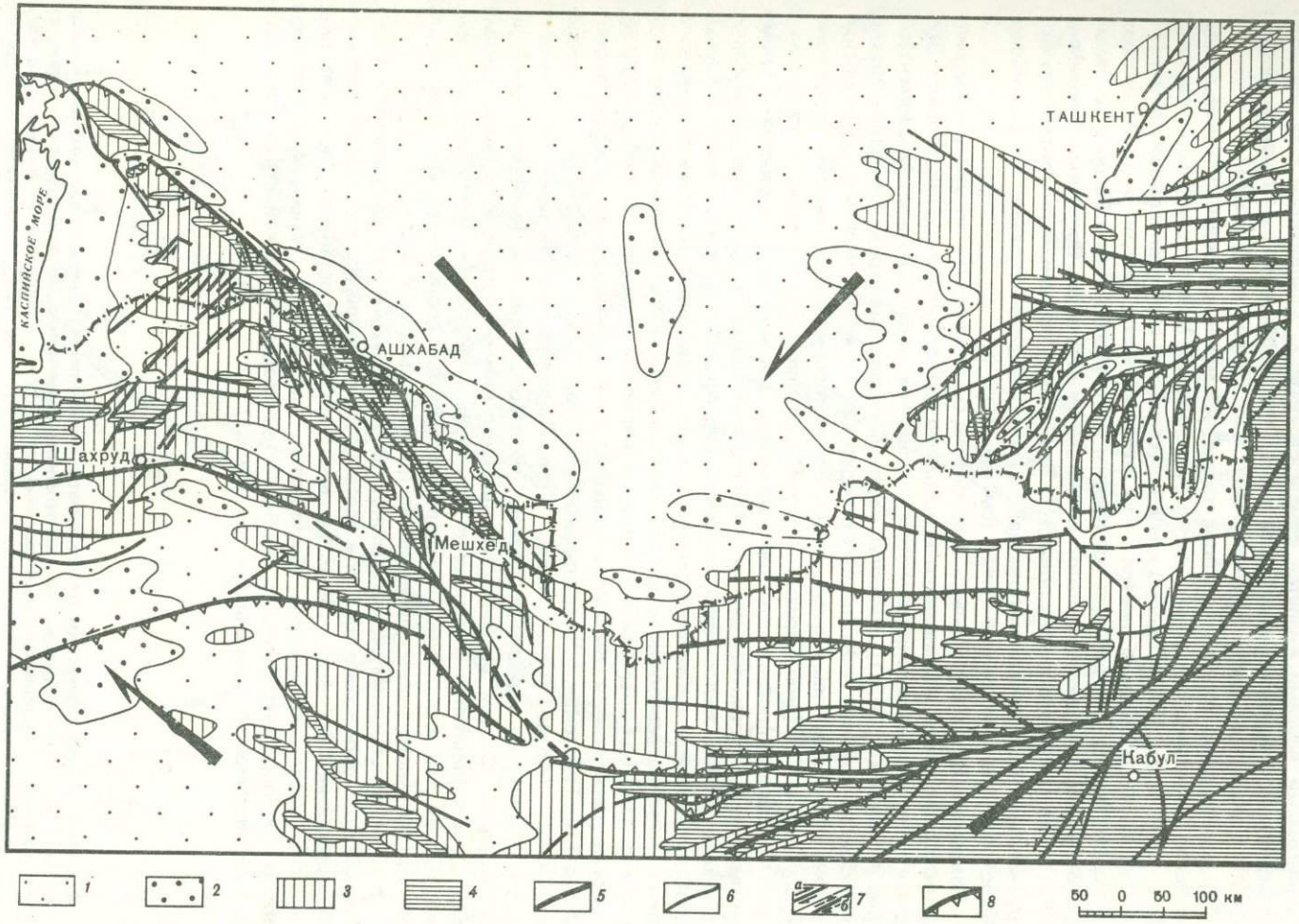

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
ТАШКЕНТ
АШХАБАД
Шахруд
Мешхед
Кабул
1
2
3
4
5
6
7
8
50 0 50 100 км

Рис. 43

Внутренней. Последняя представляет гигантскую тектоническую брекчию, состоящую из обломков северных и южных плит, микроконтинентов Мезотетиса и узких линзовидных поясов, сложенных альпийскими эвгеосинклинальными толщами с включениями мантийных пород. Внутренняя зона вместе с обрамляющими ее офиолитовыми поясами является осевой структурой Альпийского орогена, возникшей на месте исчезнувшего Тетиса в результате схождения[1] и активного тектонического взаимодействия континентальных масс Гондваны и Евразии.

По простиранию Альпийский пояс также весьма неоднороден. Обычно в нем выделяют многочисленные поперечные сегменты [Милановский, Короновский, 1973; Хаин и др., 1973], однако для общего анализа его позднеальпийской структуры удобно и достаточно выделять три основные части: западную (от Атлантики до Черного моря), Центральную (от Крыма, Восточного Понта и Загроса до Памира и Белуджистана включительно) и восточную (Гималаи, Восточный Тянь-Шань и Алтае-Саянская орогенная область). Границами основных сегментов служат крупнейшие (трансконтинентальные) зоны разломов Евразии — Балтийско-Иранская и Белуджистан-Сибирская (см. рис. 41).

Современные границы между Альпийским орогеническим поясом и материковыми платформами вписываются в основную регматическую сетку разломов Восточного полушария и определяются в основном диагональными ее элементами (рис. 42, см. вкл.; 36, 41). Наиболее крупные окраинные структурные швы позднеальпийского времени — Крымско-Копетдагская (правая) и Афгано-Балхашская (левая) зоны сдвиговых деформаций, обрамляющие южный выступ неотектонической плиты Северной Евразии ("Русский контрфорс" Р. Штауба); Загросская и Гималайская зоны правых сдвигово-надвиговых деформаций и сопряженные с ними соответственно Левантинская и Афгано-Пакистанская зоны левосдвиговых сбросо-сдвиговых деформаций, обрамляющие Аравийский и Индийский северные выступы Гондваны. Северо-восточная зона левосдвиговых деформаций предполагается и вдоль северо-западной (Альпийско-Пиренейской) границы складчатого пояса с Западно-Европейской плитой. Альпийский пояс имеет, таким образом, ломаные очертания и состоит из симметрично чередующихся северо-западных (Гиндукуш-Тибетское, Черноморско-Иранское, Тавро-Карпатское) и северо-восточных (Алтае-Гиндукушское, Татро-Пиренейское) звеньев, в которых структуры сжатия сочетаются с право- и левосдвиговыми (соответственно) деформациями. С этой особенностью позднеальпийской структуры пояса связана еще одна чрезвычайно характерная его черта — кулисное расположение как внутренних, так в особенности внешних складчатых сооружений и хребтов вдоль зон диагонального к поясу простирания (рис. 43; см. рис. 41).

В нижеследующем очерке главное внимание уделяется центральному звену Альпийского орогенного пояса и в особенности северной его части, расположенной на территории СССР (рис. 44, 45, см. вкл.; 46, 47). Не останавливаясь на частной характеристике конкретных складчатых сооружений[2], перейдем к описанию общих геолого-кинематических особенностей позднеальпийской структуры всей рассматриваемой области в целом (рис. 42—47).

---

[1] Судя по палеогеографическим, палеоклиматическим и палеомагнитным данным, общее сближение Гондваны и Евразии за послепалеозойское время могло достигать 4—5 тыс. км, что позволяет предполагать существование на месте внутренних частей Альпийского пояса обширного (но сужавшегося к западу) океанического бассейна, сопоставимого с современной Атлантикой [Кропоткин, 1967; Воронов, 1968; Мейен, 1969; Левен и др., 1975; Зоненшайн, Городницкий, 1977; Кравчинский, 1977; Храмов, 1977].

[2] Региональное описание позднеальпийской структуры отдельных регионов Альпийского пояса можно найти в работах Е.Е. Милановского [1968], Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1973], А.В. Пейве и др. [1964], Л.М. Расцветаева [1972, 1977], А.И. Суворова [1968] и др.

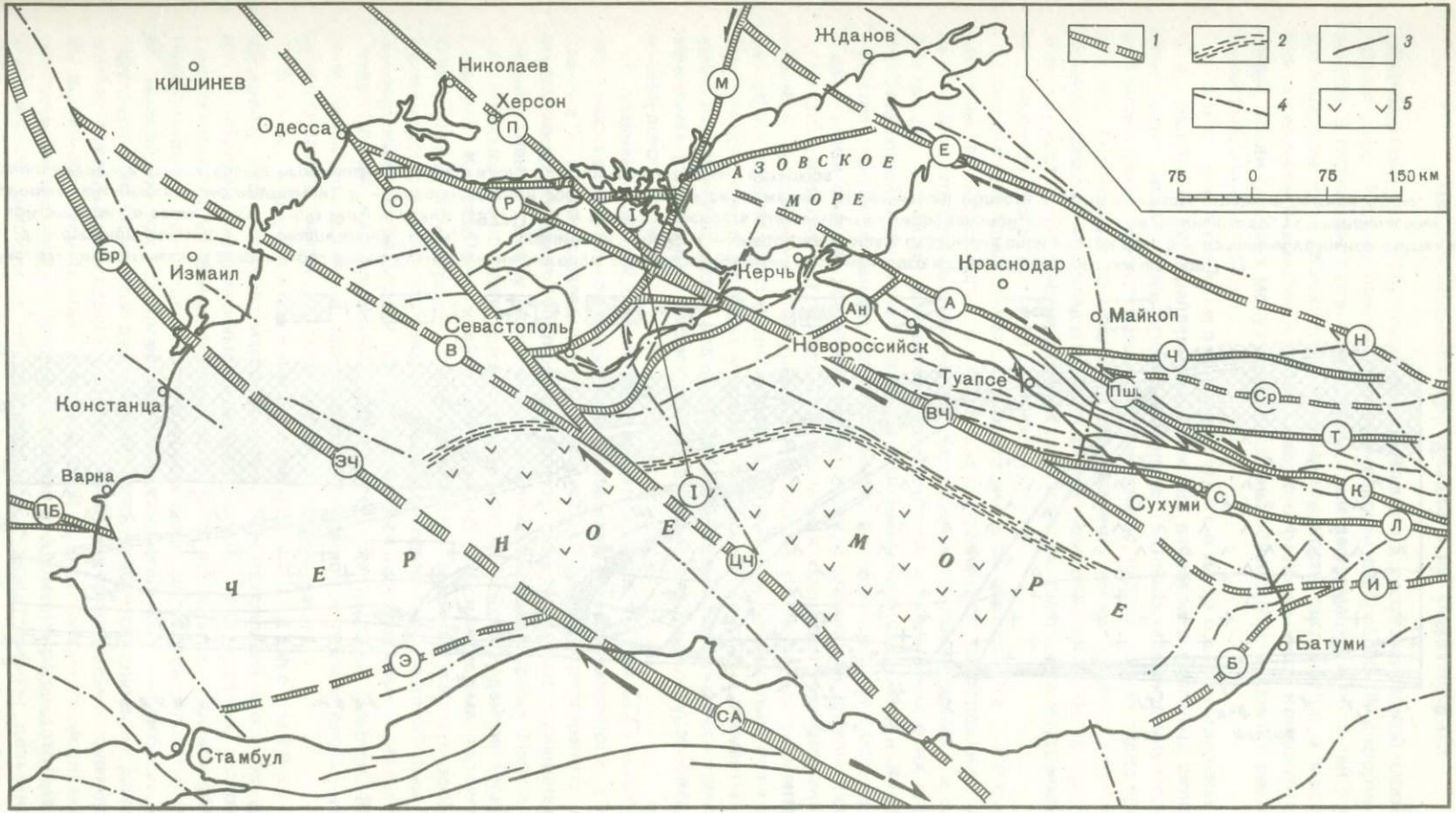


Рис. 46. Принципиальная схема сдвиговых перемещений по разломом Черного моря и смежных областей

1 — крупнейшие системы разломов и шовные зоны: ПБ — Предбалканская, ЗЧ — Западно-Черноморская, СА — Северо-Анатолийская, Бр — Браиловская, Э — Эреглинская, ЦЧ — Центрально-Черноморская, В — Вилковская, О — Одесская, ВЧ — Восточно-Черноморская, Р — Раздольненская, П — Перекопская, С — Сухумская, Л — Лечхумская, И — Имеретинская, Б — Батумская, К — Казбекская, Т — Тырныаузская, Пш — Пшекишская, А — Ахтырская Ан — Анапская, Ср — Срединная, Ч — Черкесская, Н — Невинномысская, Е — Ейская, М — Молочанская; *2* — граница резкого выклинивания "гранитного" слоя; *3,4* — разломы, устанавливаемые по геологическим (*3*) и геофизическим (*4*) данным; *5* — область утоненной "безгранитной" коры в центральной части Черноморской впадины; I—I — линия разреза земной коры, изображенного на рис. 47

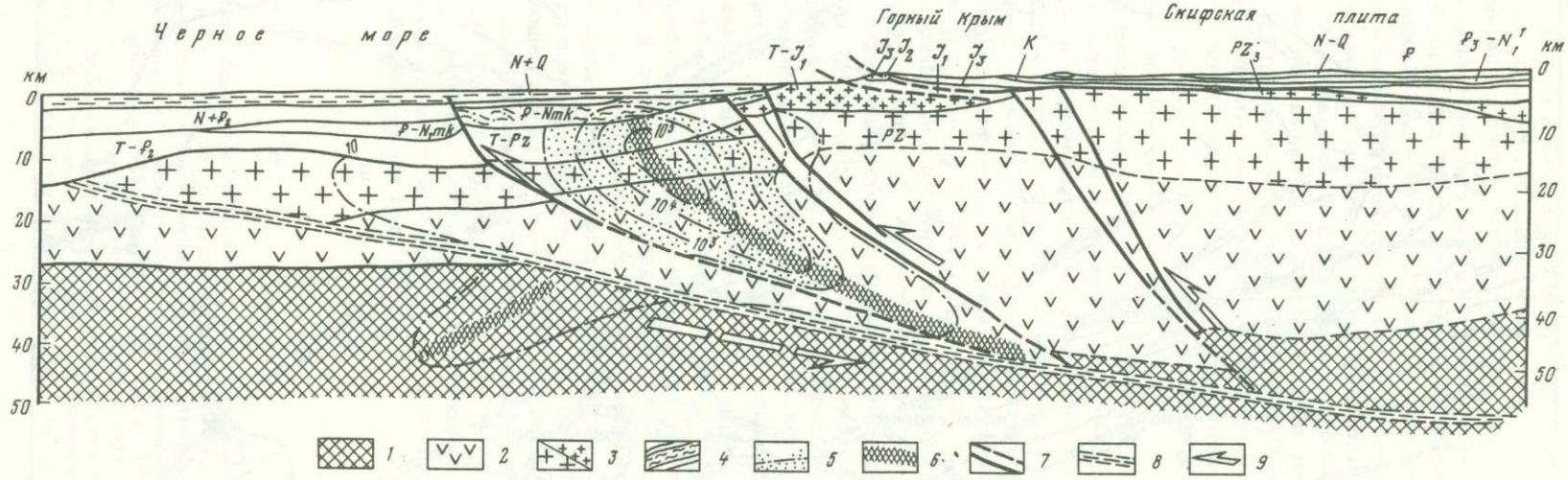


Рис. 47. Гипотетический разрез через Южно-Крымскую надвиговую зону (соотношения вертикального и горизонтального масштабов 1:1)

1 – верхняя мантия; *2* – "базальтовый" слой; *3* – "гранитный" слой; *4* – осадочная толща и отдельные слои внутри нее; *5* – изолинии удельной сейсмической энергии (в эргах на км^3) (по Ю.К. Щукину [1977]); *6* – осевая плоскость Южно-Крымской фокальной зоны; *7* – глубинные швы, устанавливаемые по данным сейсмических исследований; *8* – предполагаемая зона глубинного скольжения, разделяющая области с разным типом строения земной коры; *9* – предполагаемое относительное перемещение блоков вдоль плоскостей глубинных разломов

Главнейшие зоны концентрации позднеальпийских деформаций и их характеристика

Позднеальпийские деформации распределены на рассматриваемой территории неравномерно. Количественные неравномерности распределения деформаций выражаются в перемежаемости зон концентрации деформаций и областей ослабленной дислоцированности. Качественная неравномерность заключается в морфологическом и геолого-кинематическом многообразии различных зон концентрации деформаций, среди которых могут быть выделены зоны сжатия, сдвига и растяжения, а также смешанного типа.

Зоны сжатия, или спастические зоны, выражены, как правило, системами субпараллельных надвигов, взбросов и линейных складок ("линейно-надвиговый структурный комплекс"). Элементарной спастической системой может быть любой отдельно взятый взброс, надвиг или складка продольного сжатия. В масштабе проводимого исследования мы имеем дело с зонами сжатия, включающими целые складчатые сооружения или крупные их части; протяженность этих зон составляет многие десятки или сотни километров, а внутреннее строение их отличается иногда большой сложностью.

Спастические зоны альпийской орогенической области Юга СССР существенно различны по морфологии и особенностям взаимного расположения слагающих их частных структурных форм, по соотношению дизъюнктивных и складчатых элементов, а также элементов сплющивания и скалывания в их строении, по преобладающей ориентировке вектора максимального удлинения и, как следствие, характеру дизъюнктивного сопровождения, по общей ориентировке в пространстве, степени сжатия, характеру вергентности, глубинности проникновения, длительности развития и т.п. При всех различиях сохраняется выдержанность генерального простирания слагающих зону сжатия структурных элементов, совпадающего с общим простиранием всей зоны в целом. Значительно реже в строении спастических зон принимают участие диагонально-сдвиговые элементы, играющие здесь, как правило, резко подчиненную роль и характеризующиеся симметричным развитием (суммарный эффект правосдвиговой деформации уравновешен деформацией левого сдвига).

В позднеальпийской структуре складчатых областей Юга СССР широко развиты спастические системы субширотного ("главные"), северо-восточного ("леводиагональные") и северо-западного ("праводиагональные") простирания; среди них отчетливо преобладают субширотные спастические зоны, составляющие складчато-дизъюнктивную основу большинства альпийских структурных систем. Примеры зон нормального сжатия: южной вергентности — зоны надвигов Скалистого и Главного Кавказского хребтов, Южно-Кокшаальская система надвигов и надвиги Главной структурной линии Тянь-Шаня; северной вергентности— Аджаро-Имеретинская надвиговая зона, мелкие надвиговые зоны северного фаса Туркмено-Хорасанских гор, Вахшский надвиг; дивергентные надвиговые системы — Памиро-Гиндукушская зона глубинных надвигов (?), Центральный Эльбурс. В спасмических зонах сплющивания ориентировка разрывов и осевых плоскостей обычно субвертикальна (например, Тырныаузская шовная зона).

Зоны концентрации сдвиговых деформаций имеют существенно иной морфологический облик. Преобладающий здесь тип дизъюнктивов — крутые прямолинейные сколовые разрывы, как правило, диагональные к генеральному простиранию складчатости. Часто вдоль этих разрывов фиксируются горизонтальные перемещения структурных форм, элементов рельефа или структурно-фациальных зон, достигающие иногда значительной амплитуды. Складчатая структура зон сдвиговых деформаций характеризуется широким развитием элементов "складчатости сдвига" [Пейве, 1960] — горизонтальные флексуры, складки волочения, сигмоидальные изгибы осей и фестончатые полускладки с крутонаклонными шарнирами. Иногда сдвиговая деформация рассредоточена в полосе значительной ширины и не сопровождается значительными дизъюнктивами; в таких случаях сдвигание обычно проявляется в кулисном расположении скла-

док вдоль линейных зон диагонального к складкам простирания [Ажгирей, 1960; Лукьянов, 1965].

Зоны сдвиговых деформаций играют важнейшую роль в позднеальпийской структуре рассматриваемой области (см. рис. 42). Наиболее четко выражены из них структурные зоны северо-западного простирания, представляющие зоны концентрации правосдвиговых деформаций: Западно-, Центрально- и Восточно-Кавказские на Кавказе; Сомхето-Карабахская и Лори-Бешлыбельская в Закавказье; Центрально-Каспийская (?), Джебел-Чандырская, Бахарден-Ширванская, Ашхабад-Мешхедская, Артык-Резванрудская, Душак-Пиревешская и ряд более мелких в Закаспии; Нуратауская, Джизакская, Талассо-Ферганская, Памиро-Каракорумская, Джунгарская и Тарбагатай-Чингизская зоны в Средней Азии и многие другие. Зоны левосдвиговых деформаций имеют преимущественно северо-восточное простирание: Южно-Крымская (?), Цхинвало-Казбекская, Пальмиро-Апшеронская, Восточно-Эльбурсская, Афгано-Балхашская, Памиро-Гиндукушская и др. Только последняя из перечисленных выше зон левосдвиговых деформаций имеет преимущественно дизъюнктивную природу, остальные представляют разрывно-складчатые системы или флексуро-складчатые зоны, не содержащие существенных дизъюнктивных элементов этого же ранга. Среди зон правосдвиговых деформаций имеются как преимущественно дизъюнктивные (Талассо-Ферганская, Копетдагская, Джунгарская и др.), так и преимущественно складчатые (Восточно-Кавказская, Загросская и др.) зоны, хотя преобладают зоны смешанного типа.

Среди крупных сдвиговых швов рассматриваемой территории имеются не только диагональные, но и ортогональные (широтно-меридиональные) элементы. Наиболее крупные широтные сдвиги связаны с лево- и праводиагональными складчатыми (спастическими) системами, причем с первыми из них связаны правые (Главный Анатолийский, Герирудский, Южно-Гиссарский), со вторыми — левые (Алтынтагский, Шахрудский, Тиссенский) взбросо-сдвиги. Меридиональные сдвиги также обычно приурочены к системам диагональной складчатости (Ужицкая, Туапсинская, Резванрудская, Лутская системы правых сбросо-сдвигов в праводиагональных спастических зонах и Келесская, Чаманская, Алуштинская, Ломбардская системы левых сбросо-сдвигов в леводиагональных зонах сжатия). Таким образом, ортогональные сдвиговые зоны не случайно располагаются в структуре рассматриваемой территории, тесно ассоциируясь с диагональными складчатыми системами: по отношению к последним они также оказываются диагональными. В целом, однако, эти зоны не играют решающей роли в позднеальпийской структуре Юго-Западной Евразии, и доминирующее значение имеют здесь сдвиговые зоны северо-западного (правые) и северо-восточные (левые) простирания, диагональные к основному генеральному простиранию альпийской складчатости и пояса в целом. Эти основные диагонально-сдвиговые зоны, изображенные на рис. 42, составляют важный элемент главной регматической сети Евразии и наряду с субширотными зонами сжатия определяют общий облик суммарного структурного рисунка описываемой территории.

Подчиненную роль в структуре рассматриваемой области играют системы сбросо-раздвиговых деформаций. Большинство этих структур имеет субмеридиональное простирание и сформировано в условиях субширотного растяжения (поперечные сбросовые зоны Большого Кавказа, Северного Памира и др.). Наибольшая концентрация раздвиговых структур субмеридионального направления наблюдается во внутренних частях крупных складчатых сооружений альпийского пояса, где с ними нередко связана интенсивная магматическая деятельность новейшего времени (Ахалкалакская, Абул-Самсарская, Араратская, Гегамская и другие меридиональные сбросо-раздвиговые зоны; подобные системы раздвигов можно предположить вдоль южных окраин Эльбурса и Туркмено-Хорасанских гор). В очагах землетрясений, приуроченных к этим зонам, предполагается действие механизма отрыва. Зоны сбросо-раздвиговых деформаций обычно выражены системами параллельных или ветвящихся сбросов, раздвигов или отрывов, надсбросовых антиклиналей и коробчатых синклиналей, а также зон магматической проницаемости, особенно широко развитых в тыльных частях

альпийского складчатого пояса. Крупнейшим сбросо-раздвиговым зонам свойственны субмеридиональное простирание и значительная протяженность.

Системы поперечных дислокаций закономерно вписываются в складчатую структуру этих областей. Они определяют ступенчатое погружение и воздымание шарниров антиклинориев от осевых частей к периклиналям, ограничивают крупные системы поперечных поднятий и депрессий. Как правило, наиболее крупные системы поперечных дислокаций – "сквозные"; они прослеживаются в различных геоструктурных зонах альпийского пояса, а иногда и далеко за его пределами. Таковы Урало-Оманская, Индо-Памирская и Транскавказская меридиональные системы сбросовых дислокаций, к которым приурочены максимальные поднятия шарниров складчатых цепей ("синтаксисы", "кульминации", "узлы скучивания") Альпийско-Гималайского пояса. Сквозными являются и межрегиональные системы субмеридиональных опусканий; наибольшие из них – Каспийская и Тургае-Сейстанская зоны.

Линейные структурные системы со смешанным типом деформации в одних случаях представляют результат наложения разновозрастных структур вследствие переориентации напряжений на разных стадиях альпийской складчатости, в других (значительно чаще) – наблюдается тесное парагенетическое сочетание сдвиговых деформаций со структурами взбросо-надвигового или сбросо-раздвигового типа вследствие косо-диагонального (или косо-поперечного) положения зоны деформаций по отношению к ориентировке вектора максимального сжатия. Наиболее широко развиты здесь зоны взбросо-сдвиговых деформаций промежуточного ("косо-диагонального") простирания: Крымско-Кавказско-Копетдагская шовная система в целом – правая взбросо-сдвиговая зона запад-северо-западного простирания; новейшая структура Кокшаальского хребта (и Гиссаро-Кокшаальская система в целом) – крупнейшая зона левых взбросо-сдвиговых деформаций восток-северо-восточного простирания. Такого же рода смешанные деформации характеризуют складчатые зоны Загроса и Гималаев.

В рассматриваемых районах центральной части Тетиса известны также сбросо-сдвиговые и сдвиго-раздвиговые зоны, характеризующиеся сочетанием деформаций сдвига и растяжения. Таковы Гермабская, Асельминская и Тавадаг-Шершерская зоны диагональных сбросо-сдвигов Центрального и Восточного Копетдага, а в более крупном масштабе – Транскавказская и Мангышлак-Мекранская зоны сбросо-сдвиговых деформаций, рассекающие в косо-поперечном направлении (с северо-северо-запада на юго-юго-восток) Ирано-Каспийский сегмент Альпийского орогенного пояса (см. рис. 42–45).

Анализируя общее распределение главнейших зон концентрации позднеальпийских деформаций на территории Альпийской орогенной области Юга СССР и смежных районов, можно убедиться в строго закономерном расположении их относительно стран света и друг по отношению к другу. Крупнейшие линейные зоны деформации составляют, по-видимому, ортогональные и диагональные элементы планетарной трещиноватости и подразделяют рассматриваемый сегмент литосферы на серию мегаблоков, внутренние части которых имеют относительно ослабленную дислоцированность в сравнении с краевыми. Гигантские масштабы этой "мегатрещиноватости", строгая выдержанность основных систем "мегатрещин" относительно оси вращения Земли и соответствие характера геологических перемещений общему принципу "бегства от полюсов к экватору" (Р. Штауб) позволяют уверенно связывать основную сетку зон концентрации деформаций с планетарными касательными и нормальными напряжениями, возникающими в приповерхностной части Земли как сфероида вращения (см. предыдущий раздел этой главы). Анализу тектонических напряжений позднеальпийского времени и их пространственно-временного распределения посвящен следующий раздел.

Парагенезисы структур, структурные рисунки и тектонические напряжения позднеальпийского времени

Перечисленные выше линейные зоны концентрации позднеальпийских деформаций сложены взаимосвязанными комплексами более мелких структурных форм, образующими закономерно повторяющиеся пространственные сочетания и сформировавшимися совместно при кинематически определенных движениях литосферных блоков; они представляют собой, следовательно, кинематические парагенезисы структур. В свою очередь, между этими линейными зонами концентрации деформаций разного типа (но одного и того же ранга) также обнаруживается, как правило, отчетливая закономерность, заключающаяся в зависимости ориентировки зон от их кинематического типа; такие зоны группируются в более крупные парагенетические комплексы, все компоненты которых связаны между собой единством тектодинамической обстановки формирования и вытекающими из этого закономерными пространственными и временны́ми связями (динамические парагенезисы структур).

Большинство линейных зон концентрации деформаций первого (''межрегионального'') ранга образуют на описываемой территории единый (''Главный'') динамический парагенез, обязанный своим происхождением воздействию меридионального сжатия. Сюда входят субширотные спастические структуры, меридиональные структуры растяжения (реже — поперечные сдвиги) и диагональные структуры сколового типа (левые сдвиги северо-восточного и правые — северо-западного простирания). Элементы главного структурного парагенеза могут быть обнаружены при самых разнообразных масштабах исследования — от микроструктур скольжения в кристаллах до глобальных сколовых, рифтовых и спастических структур, определяющих наиболее общие черты описываемой части Альпийского орогенного пояса (см. рис. 36. 41).

Основные системы нарушений Главного парагенезиса образуют ступенчатые, трапециевидные, X-, V-, Δ-, Ж-образные и некоторые другие, закономерно повторяющиеся пространственные сочетания. В местах пересечения и сочленения наиболее крупных ортогональных и диагональных систем Главного парагенезиса формируются сложные тектонические узлы — участки значительной концентрации позднеальпийских деформаций (''синтаксисы'', или ''узлы скучивания''); общая черта их строения — тесное сближение трапециевидно-дугообразных цепей ''интернид'' альпийского пояса с прямолинейными структурными зонами более внешних частей пояса (Памирское, Хорасанское и Армянское скучивания). Узлы скучивания отличаются наиболее напряженной и приподнятой неотектонической структурой, крупными альпийскими шарьяжами, а также высокой сейсмической активностью. Они приурочены к основным выступам древних плит (кратонов), вдающимся в тело Альпийского орогенического пояса; это Туркмено-Иранский, Индийский и Аравийский платформенные углы — Русский контрфорс Евразии [Штауб, 1938], Арабский и Индийский выступы Гондваны [Арган, 1935], — с которыми связаны Иранское, Памирское и Армянское скучивания альпийских складок. Наиболее крупные из межрегиональных линейных зон обрамляют эти контрфорсы в виде крупных систем сдвиговых и надвиговых деформаций. Альпийское обрамление Иранского выступа Евразиатской материковой платформы представляется нам в наиболее общем плане в виде двух разноориентированных и разноименных взбросо-сдвиговых систем: Крымско-Копетдагской (правый сдвиг) и Афгано-Балхашской (левый сдвиг). Памирский выступ Индийской платформы обрамлен Каракорум-Гималайской и Памиро-Афганской, Аравийский выступ Гондваны — Левантинской и Загросской сдвиговыми системами.

Другое динамическое семейство структурных форм связано с воздействием северо-западного тангенциального сжатия. Сюда входят спастические структуры северо-восточного простирания, субмеридиональные левые сдвиги и правосдвиговые зоны субширотного простирания, а также (значительно реже) трещины растяжения и отрыва северо-западной ориентировки. Структуры этого парагенезиса, именуемого нами ''леводиагональным'' (по ориентировке отдельных его элементов

относительно соответствующих элементов главного структурного парагенеза), отличаются меньшими размерами, локальным распространением и запаздывающим типом развития. Важно отметить территориальную связь леводиагональных структур со сдвиговыми зонами главного парагенеза, в частности приуроченность их к окончаниям крупных правосдвиговых зон северо-западного простирания (Северо-Западный Копетдаг — по отношения к Главному Копетдагскому разрыву; Чаткало-Угамская система диагональных складок — к Талассо-Ферганскому шву Тянь-Шань-Куньлуньской сдвиговой зоны; Горный Крым — к Западно-Кавказской зоне правосдвиговых деформаций).

Третий, важный для рассматриваемой территории структурно-динамический парагенез составляет семейство диагональных и ортогональных структур, связанных с "праводиагональным" (северо-восточным) тангенциальным сжатием. Сюда относятся линейные складки и надвиги северо-западного (часто запад-северо-западного) простирания, северо-восточные сбросы и отрывы, а также ортогональная сетка сколовых разрывов, из которых субмеридиональные являются правыми, а субширотные — левыми горизонтальными сдвигами. Такие системы широко развиты в районах Северо-Западного и Северо-Восточного Кавказа, а также Юго-Восточного Копетдага. Вдоль южной окраины Центрального Тетиса структуры праводиагонального парагенеза приобретают грандиозные масштабы (Загрос, Гималаи), в пределах же Юга СССР они занимают подчиненное положение. Особенность локализации этих зон, важная для понимания их генезиса, — их приуроченность и параллелизм крупным праводиагональным системам северо-западного простирания. Реже структуры праводиагонального парагенеза располагаются на окончании крупных левосдвиговых швов северо-восточного простирания (Талышская система складок и Пальмиро-Апшеронский линеамент; см. рис. 42, 45).

Иногда вдоль одних и тех же структурных зон в разное время развивались деформации различного геолого-кинематического типа; такие зоны для разных геологических эпох должны быть включены в различные структурные парагенезы. Так, уже упоминавшаяся Алуштинско-Симферопольская поперечная зона дислокаций Горного Крыма в киммерийское время "работала", по-видимому, как структура растяжения Главного парагенеза, а затем в условиях позднеальпийского северо-западного сжатия была преобразована в систему левосдвиговых деформаций. Многие северо-западные структурные швы Западного и Восточного Кавказа до позднего миоцена включительно имели правосдвиговую природу, а затем были существенно переработаны под воздействием интенсивного праводиагонального сжатия плиоцен-антропогенового времени и преобразованы в надвиги, взбросы и линейные складчатые зоны северо-западного простирания (Пшекиш-Ахтырская шовная зона и ряд параллельных ей швов Северо-Западного Кавказа; Восточно-Дагестанская, Лагич-Пирсагатская и Вандам-Ленгибизская диагональные зоны Восточного Кавказа).

В соответствии с перечисленными неоструктурными парагенезами выделяются и главнейшие для позднеальпийского времени тектонические поля напряжений. Главным полем напряжений мы считаем здесь такую систему напряжений, в которой определяющую роль играет меридиональное тангенциальное сжатие. Максимальное растяжение иногда распределяется равномерно по всему поперечному сечению эллипсоида напряжений (и тогда формируется конус структур скалывания с широким спектром сдвиго-надвиговых структур) [Горщков, 1947]; чаще, однако, это "безразличие" ориентировки главного растяжения ограничено лишь двумя избранными направлениями — субвертикальным (надвиговая тектоника) и субширотным (сдвиговая тектоника): при этом взаимная перестановка осей σ_1 и σ_2 может быть настолько частой, что формирование сдвиговых и надвиговых структур в геологическом смысле может считаться практически одновременным (взбросо-сдвиговая тектоника). Наконец, при возникновении более резкой структурной и динамической анизотропии формируется только одна пара сопряженных сколов.

Устойчивость долготной ориентировки главного сжатия при относительном безразличии ориентировок максимального растяжения — характернейшие черты Глав-

ного поля напряжений, свидетельствующие, по-видимому, об активной роли стажия и вторичном характере растяжения, а также о связи этой системы напряжений с какими-то глобальными процессами. Другие черты этого "тетического" поля напряжений – длительность и практическая непрерывность действия[1] на всем протяжении новейшего, а возможно, и большей части альпийского этапа развития территории, в целом а также его повсеместность и "внемасштабность": элементы Главного парагенеза присущи в той или иной степени всем структурным зонам рассматриваемого сегмента земной коры, проявляясь в различных рангах структур и нередко в сильно завуалированном виде. Еще одна особенность Главного поля напряжений – распределенный характер действующих на горные породы тектонических сил, что выражается в прерывистости пространственного размещения деформаций (чередование зон концентрации деформаций с практически недеформированными участками; мозаичность, а подчас и "решетчатость" распространения новейших деформаций). Признание распределенного характера тектонических сил сводит вопрос о пространственном размещении деформаций к вопросу об условиях релаксации тектонических напряжений. Условия, благоприятные для превращения напряжений в остаточную деформацию горной породы, могут определяться различными физико-химическими факторами, среди которых наряду с механическими, текстурными и прочностными свойствами горных пород[2] большую роль могут играть тепловой поток и другие естественные геофизические поля, характеризующие состояние поверхностных и глубинных слоев литосферы.

Двум другим отмеченным выше структурным парагенезам соответствуют локальные, или частные, поля напряжений – леводиагональное (тангенциальное сжатие ориентировано на северо-запад) и праводиагональное (с северо-восточной ориентировкой оси σ_3). Максимальное и медианное растяжение и здесь занимает попеременно вертикальную или горизонтальную оси. В отличие от Главного поля напряжений, ориентировка тензора напряжений частных полей подвержена сильным колебаниям в зависимости от регионально-геологических условий. Как уже отмечалось, наблюдается тесная пространственная и временна́я связь зон диагонального сжатия с крупными диагонально-сдвиговыми структурами Главного парагенеза, причем вектор диагонального сжатия всегда ориентирован либо вдоль, либо поперек этих крупных структур. Важная особенность диагонального сжатия – прерывистость его во времени; импульсы диагонального сжатия, как правило, соответствуют эпохам усиления подвижек вдоль диагонально-сдвиговых зон Главного парагенеза.

Все указанные особенности диагональных полей напряжений позволяют относить их ко вторичным тектодинамическим явлениям, возникающим на контактах сближающихся блоков при геологических перемещениях масс вдоль крупных структур главного парагенеза. Это "кинематогенные" вторичные поля напряжений в отличие от "ротационно-инерционных", первичных тектодинамических полей. В районе диагональной зоны, которая препятствует свободному латеральному перемещению геологических масс в направлении действия инерционной или иной объемной силы, происходит разложение последней на две производные, векторы которых направлены вдоль и поперек экранирующей зоны. Первая из них вызывает горизонтальные сдвиговые перемещения, компенсирующиеся у краев первичной зоны образованием поперечных ей вторичных структур диагонального сжатия со своим комплексом спастических, сдвиговых и раздвиговых зон нарушений более мелкого ранга (вторично-диагональное поле напряжений первого рода). Вторая сила, направленная поперек диагонального шва, вызывает формирование спастических структур, ориентированных вдоль экранирующей зоны (вторично-диаго-

---

[1] Мы не рассматриваем здесь вопрос о возможных ритмических пульсациях интенсивности Главного тектонического поля напряжений, следами которых могут быть периодические изменения тектонического режима этих областей и повсеместно проявляющиеся орогенические фазы, выделенные еще Г. Штилле и подтвержденные новейшими исследованиями, результаты которых частично изложены в главе четвертой.

[2] Речь идет об эффективных свойствах, характеризующих реальные массивы горных пород и блоки литосферы в целом, а не о свойствах отдельных образцов при лабораторных испытаниях.

нальное поле напряжений второго рода). Ориентировка векторов максимального сжатия диагональных полей напряжений зависит, таким образом, от простирания экранирующей зоны и ориентировки вектора инерционной силы. Время возникновения и интенсивного действия диагональных полей совпадает с эпохами крупных геологических перемещений, что, в свою очередь, определяется фазами усиления общего сжатия или эпохами резкого уменьшения эффективной прочности литосферы за счет изменения теплового режима, усиления сейсмической активности или других факторов.

Расположение право- и леводиагональных вторичных структурных систем по отношению к первичной структурной системе хорошо иллюстрируется на примере Копетдага. Вдоль зоны Главного Копетдагского разрыва, являющейся крупной правосдвиговой и одновременно спастической системой Главного парагенеза, располагается область распространения структур праводиагонального парагенеза, ширина и структурная выраженность которой заметно увеличивается с северо-запада на юго-восток; в пределах Юго-Восточного Копетдага праводиагональные складки достигают особенно широкого развития (см. рис. 44). В западной части Северо-Копетдагской шовной зоны широко развиты леводиагональные структурные системы, торцово притыкающиеся к Главному шву и по мере удаления от него затухающие. Размеры и структурная значимость такого рода леводиагональных систем растет в северо-западном направлении; в северо-западной части Копетдага располагается наиболее обширная в Копетдаге зона леводиагонального сжатия ("зона диагональных складок Северо-Западного Копетдага"), которая значительно моложе широтных складок Главного Копетдагского антиклинория [Копп, Расцветаев, 1972]. Принципиально сходное расположение право- и леводиагональных вторичных структурных зон наблюдается вдоль Талассо-Ферганской [Суворов, 1968], Джунгарской [Войтович, 1969] и Чингизской [Бабак, 1969] правосдвиговых систем Средней Азии и, вероятно, вдоль Западно-Кавказской зоны предполагаемых правых сдвигов [Расцветаев, 1977, рис. 24].

Весьма значительную роль в альпийской палеодинамике исследуемой области играют вторичные (также кинематогенные) поля напряжений, связанные с расплющиванием геологических масс и тектоническим течением их в направлении, поперечном главному стрессу. Выделяются два основных типа таких тектодинамических полей (назовем их вторичными полями напряжений третьего рода): одно — возникающее при течении масс в горизонтальном направлении ('складчатость продольного горизонтального расплющивания", по В.С. Милееву [1976]), другое — возникающее при вертикальном транспорте перемещенных в результате расплющивания горных масс (что соответствует "складчатости продольного вертикального расплющивания", по В.С. Милееву). Первые образуют поперечные складчатые зоны, ориентированные вкрест генерального простирания складчатости. Для рассматриваемой части Альпийского пояса — это зоны с субмеридиональным простиранием структур сжатия (Афгано-Таджикская впадина, Восточно-Иранская складчатая зона, системы меридиональных складок по периферии Южно-Каспийской впадины) [Копп, 1979], характеризующиеся субширотным направлением максимального сжатия. Вторые формируют структуры вертикального сплющивания — от сбросовых полей и эпиантиклинальных грабенов (типа Севанской позднеорогенной впадины на своде Малого Кавказа) до сложных покровных структур, описанных А.В. Лукьяновым [1972] на Центральном Памире и предполагаемых им в ряде других мест. Важное значение этого механизма для внутренних частей Альпийского пояса подчеркнуто недавно в работах П. Молнара и П. Тапонье [Molnar, Tapponnier, 1975], В.Г. Трифонова [1976а] на материалах современных и голоценовых разрывов и более подробно разработано М.Л. Коппом [1979] для всей альпийской структуры в целом.

Конкретный структурный рисунок отдельных складчатых областей Юга СССР определяется различным, но всегда закономерным сочетанием структурных зон Главного парагенеза с осложняющими их вторичными структурными системами, из которых наиболее существенны присдвиговые право- и леводиагональные спастические зоны (см. рис. 42--45). Совокупность этих элементов создает λ-образ-

ный тип структурного рисунка, характерный для многих складчатых областей рассматриваемой территории (Туркмено-Хорасанская, Крымско-Кавказская и Памиро-Ферганская лямбдоиды).

В альпийской структуре рассматриваемого региона наблюдается определенная повторяемость и квазисимметрия в расположении структурных зон и элементов. В межрегиональном масштабе эта повторяемость выражается сочетанием четырех основных линейных систем (широтных, меридиональных и двух диагональных) межрегиональных зон концентрации деформации Главного парагенеза, образующих основной каркас решетчатого структурного рисунка территории (двойная регматическая сетка с шагом в 200—400 км для диагональных систем, 500—1000 км для ортогональных элементов). В ячейки этой решетки вписываются изометрические структуры "радиального" парагенеза, совокупность которых образует петельчатый структурный рисунок территории. Совокупность того и другого определяет суммарный общий структурный рисунок, тесно связанный с крупнейшими геотектоническими элементами структуры Евразии и, в частности, угловатыми очертаниями древних платформ (кратонов) и областей палеозойской складчатости.

Меридиональная квазисимметрия неотектонической структуры Юго-Западной Евразии проявляется и в особенностях пространственного расположения сходных морфоструктурных и структурно-геологических элементов по обе стороны от Урало-Оманской меридиональной зоны. Перечислим некоторые наиболее крупные структурные зоны западной части и их восточные эквиваленты, как бы зеркально отраженные вдоль Урало-Оманского меридиана: Черноморско-Иранское и Алтае-Гиндукушское звенья Альпийского орогенного пояса, Кавказско-Крымская и Тяньшаньская сдвиго-надвиговые складчатые системы, Загросская и Сулейман-Киртарская взбросо-сдвиговые складчатые системы, Армянская и Памирская складчато-надвиговые сигмоиды и одноименные "узлы скучивания", Шахруд-Хорасанские и Центрально-Афганские субширотные сдвиговые и надвиговые системы, Мангышлак-Мекранская и Афгано-Балхашская сбросо-сдвиговые зоны, Южно-Каспийская и Афгано-Таджикская неотектонические впадины (или глубинные поднятия), Черноморская и Таримская области ослабленной дислоцированности, Карпато-Балканский и Алтае-Саянский горные узлы.

За пределами Альпийского пояса можно отметить ту же меридиональную симметрию и в расположении смежных неотектонических платформ: Аравийский и Индостанский выступы Гондваны, Восточно-Европейская и Западно-Сибирская неотектонические плиты и обрамляющие их поднятия материковой Евразии, Воронежское поднятие и Украинский щит (морфоструктурные аналоги Казахского мелкосопочника), Балтийский щит и Скандинавские горы — аналоги Среднесибирского неотектонического поднятия. Черты симметрии характеризуют и шельфовые области смежных океанических структур. Все это позволяет полагать, что влияние меридионального сжатия на ориентировку и расположение позднеальпийских структур далеко выходит за пределы центральных частей Альпийского орогенного пояса[1].

Сходные структурные рисунки и типы тектодинамических полей отмечаются и в других районах Альпийского орогенного пояса. В условиях субмеридионального стресса, видимо, формировалась альпийская структура Старой Планины и Предбалканской складчато-надвиговой зоны, а также осложняющих их Твердицкой и Крайштидно-Вардаридной сопряженных зон сдвиговых деформаций, составляющих Балканскую регматическую пару [Бончев, 1971]. Северные Карпаты, Восточные и Западные Альпы, а также Пиренеи образованы крупными складчато-надвиговыми зонами субширотного простирания, косо рассеченными системой левосдвиговых зон северо-восточного простирания (Ломбардская и другие зоны сдвигов).

Парагенетический анализ новейших, четвертичных и голоценовых структур Алтае-Джунгарской области также приводит исследователей к выводу о преоблада-

[1] Черты меридиональной квазисимметрии в расположении геологических структур отмечаются и вдоль других меридианов (90° в.д., 30° з.д. и др.).

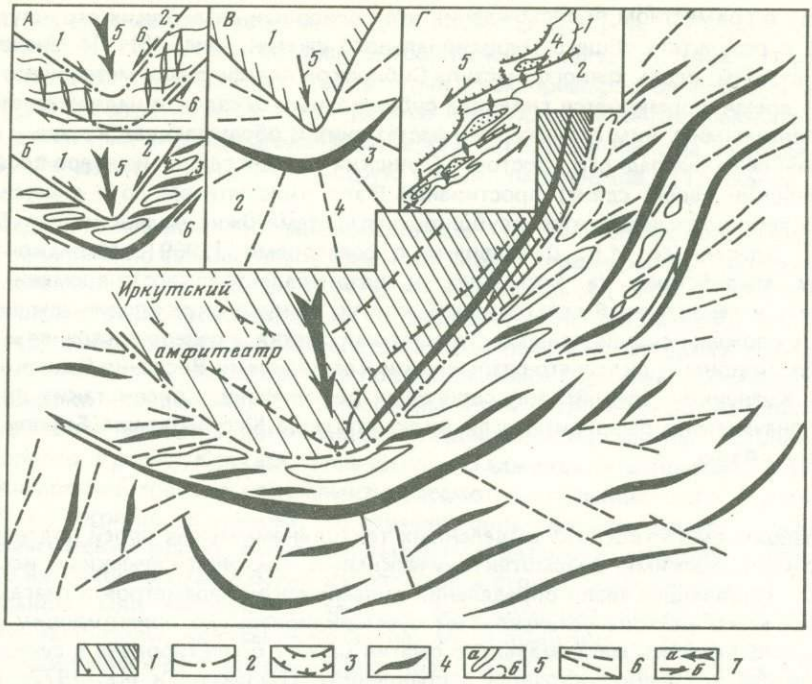


Рис. 48. Генерализованная схема пликативных и дизъюнктивных дислокаций Прибайкалья (по П.С. Воронову [1968])

1 — плита Сибирской платформы; *2* — Саяно-Байкальский краевой шов; *3* — границы мезозойско-кайнозойских депрессий в теле плиты Сибирской платформы; *4* — мезозойские и кайнозойские сводовые поднятия; *5* — кайнозойские впадины вдоль края Сибирской платформы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *6* — главные радиальные разрывы; *7* — направление действия тангенциальных сил: *а* — главный вектор движения Сибирской платформы, *б* — направление движения масс при сдвигах

На картах-врезках показано:

А. Теоретическая схема дизъюнктивных дислокаций предполагаемых краевых сдвигов Прибайкалья

1 — плита Иркутского амфитеатра; 2 — краевые швы; 3 — трещины скалывания; 4 — трещины отрыва (раздвига); 5 — главный вектор сжатия, 6 — направление сдвигов

Б. Теоретическая схема пликативных дислокаций предполагаемых краевых сдвигов Прибайкалья

1 — плита Иркутского амфитеатра; *2* — краевые швы; *3* — сводовые поднятия; *4* — впадины; *5* — главный вектор сжатия; *6* — направление сдвигов

В. Схема криотектонических деформаций льда перед форштевнем ледокола

1 — корпус ледокола; *2* — лед; *3* — складка льда; *4* — радиальные трещины; *5* — направление движения ледокола

Г. Генерализованная схема тектоники Баргузинской впадины

1 — контуры впадины; *2* — главные разломы; *3* — валообразные поднятия внутри впадины; *4* — наибольшие прогибы фундамента: *5* — направление сдвигового перемещения масс в сводах, ограничивающих впадину

нии здесь обстановки субмеридионального горизонтального сжатия [Дергунов, 1972; Трифонов, 1976б]. В урочище Оттук-Даш Центральной Тувы Ч.Б. Борукаевым описана система правых сдвигов, которые сформировались в условиях субмеридионального сжатия. Проявление этого сжатия зафиксировано и в системах сопряженных сколов, имеющих возраст от среднего палеозоя до позднего кайнозоя [Борукаев, 1969]. Длительное действие субмеридионального тангенциального сжатия установлено Н.Н. Херасковым [1977] для Западно-Саянской взбросо-надвиговой зоны.

Анализ расположения и морфологии мезозойских и кайнозойских структур южного обрамления Сибирской платформы (Восточные Саяны, Прибайкалье и Забайкалье, впадина оз. Байкал) привел П.С. Воронова [1968] (со ссылкой на данные Н.А. Флоренсова, Н.А. Логачева и К.В. Пшенникова) и Г.Д. Ажгирея [1960]

к выводу о совместном происхождении всех основных альпийских структур этого региона в результате общего меридионального сжатия (рис. 48). По мнению этих исследователей, вдоль южного выступа Сибирской платформы в мезозойско-кайнозойское время формируется гирлянда субширотных складок и надвигов, рассеченная поперечными к ним структурами растяжения и обрамляющая крупные сдвиговые швы северо-западного (Восточно-Саянский правый сдвиг) и северо-восточного (Обручевский левый сдвиг) простирания. В эту кинематическую и динамическую картину хорошо укладывается и субширотная система Южно-Алданского глубинного надвига, описанного И.В. Данкевичем с соавторами [1969]. Меридиональным сжатием альпийского (а возможно, и позднепалеозойского) времени можно объяснить и характерный дельтовидный контур Минусинских впадин, южные борта которых сложены субширотными структурами сжатия, а северо-восточная и северо-западная стороны — складчато-разрывными комплексами Восточно-Саянской (правой) и Кузнецкой (левой) зон сдвиговых деформаций. Список таких примеров можно значительно расширить, если включить сюда Юго-Западную Европу и Юго-Восточную Азию.

* * *

Реальность существования выделенных тектодинамических полей подтверждается сейсмологическими, сейсмотектоническими и тектонофизическими исследованиями. Подавляющее число определений динамических параметров в очагах землетрясений этого региона устанавливает субмеридиональную ориентировку оси σ_3; значительно реже ось максимального сжатия бывает ориентирована в северо-западном или северо-северо-восточном направлениях [Балакина и др., 1972; Кропоткин, 1971]. В некоторых случаях вдоль одних и тех же структурных зон происходят землетрясения с различной ориентировкой главного сжатия. Так, по данным Т.М. Кухтиковой, в очагах землетрясений Таджикской депресии (Нурекский район) смещения вдоль субширотных плоскостей скалывания имеют попеременно и в разных местах то надвиговый (главное поле напряжений), то сдвиговый (леводиагональное поле напряжений) характер. Видимо, в северной части депрессии происходит попеременная разрядка напряжений главного и леводиагонального тектодинамических полей, существующих здесь геологически одновременно. Здесь же имеются признаки иных тектонических полей напряжений, в частности с вертикальной осью σ_3. Подробно изучив эти материалы, П.Н. Николаев [1976] пришел к выводу о поэтажном размещении основных тектодинамических зон Южного Таджикистана.

Сходная картина выявляется, по данным Э.Б. Агаларовой [1971], для Апшерона и прилежащих частей Каспийского моря. В неглубоких (8—10 км) очагах Апшеронского полуострова определяется надвиговый характер дислокаций с субмеридионально ориентированной осью σ_3; в очагах же более глубоких (40 км) землетрясений Каспийского моря, нередко происходящих почти одновременно с апшеронскими и располагающихся в пределах той же дизъюнктивной системы, имеют место сдвиговые перемещения вдоль сколов северо-западной ориентировки. Видимо, и здесь фиксируется процесс геологически совместного формирования надвиговых и сдвиговых дислокаций: двух основных структурных элементов Крымско-Кавказско-Копетдагской взбросо-сдвиговой шовно-геосинклинальной системы.

Сейсмотектонические данные соответствуют результатам инструментальных сейсмологических наблюдений. Построенные для многих участков земной коры и верхней мантии сейсмотектонические разрезы позволяют выявить фокальные сейсмические зоны — глубинные зоны максимального высвобождения сейсмической энергии [Горшков, 1968, 1970; Горшков и др., 1969; Лукк, Винник, 1975; Кропоткин, Ларионов, 1976; Щукин, 1977] (см. также рис. 47). Их интерпретация в соответствии с законом скалывающих напряжений приводит к выводу о большой глубине воздействия сжимающих напряжений Главного (Памиро-Гиндукушская, Закавказско-Каспийская фокальные зоны) и диагональных (Южно-Крымская, Карпатская фокальные зоны) тектодинамических полей. Интересно, что в плановом расположении названных выше фокальных зон отмечается отчетливая правосдвиговая кулисность. Геолого-геоморфологические сейсмотектонические

наблюдения на дневной поверхности фиксируют следы этих же основных полей напряжений в голоцене и позднем антропогене [Копп и др., 1964; Трифонов, 1976а; Wellman, 1965]; при этом в структурах примерно одного возраста и в одних и тех же структурных зонах удается наблюдать элементы главного и одного из вторичных (праводиагонального в Юго-Восточном Кавказе, леводиагонального в Западной Туркмении) структурных парагенезов [Трифонов, 1974, 1976б].

Проведены, наконец, и многочисленные тектонофизические определения палеонапряжений по сопряженным трещинам скола. Первые работы такого рода были выполнены Г.П. Горшковым (1947а) и Г.И. Каляевым [1946] на основании анализа пространственно-геометрических соотношений сдвиговых и надвиговых структур Центрального и Западного Копетдага. Впоследствии методика определения тектодинамических палеонапряжений по сопряженным трещинам скола была углублена и широко использована М.В. Гзовским и его сотрудниками. Автором также применялась эта методика при полевых исследованиях в различных районах Копетдага, Горного Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня и Таджикской депрессии. Результаты этих исследований требуют специального рассмотрения, выходящего за рамки данной работы; вкратце же укажем, что изучение ориентировки трещин скалывания и их кинематический анализ позволяют выделять в детальном масштабе макродислокаций те же основные типы полей напряжений и структурных парагенезов, что и в региональном. Они выявляются здесь в закономерных рисунках стереограмм (сопряженные сколы, конусы скалывания, пояса вращения, пояса и зоны течения, зоны сплющивания и др.), фиксирующих подчас довольно сложные кинематические особенности разрывно-глыбовых деформаций в эндоструктуре региональных зон нарушений. В целом же в трещиноватости Юга СССР резко преобладают взбросо-сдвиговые элементы, связанные с выделенными выше основными тектодинамическими полями.

* * *

Описанные выше основные типы полей напряжений не исчерпывают всего многообразия тектодинамических обстановок рассматриваемой области в новейшее время. При геологических перемещениях горных пород возникает сложнейшая мозаика непрерывно меняющихся локальных полей напряжений, сопровождающих формирование каждого конкретного разрыва или складки. Однако ни у одного из них площадное распространение и длительность действия не соизмеримы с таковыми отмеченных основных тектодинамических полей; кроме того, подавляющее большинство этих локальных полей напряжений может быть выведено из главного посредством многократных, иногда довольно сложных трансформаций.

Помимо главного тектонического поля напряжений и его бесчисленных трансформантов, на горные породы поверхностных частей литосферы, по-видимому, воздействуют и другие тектонические силы, среди которых в первую очередь следует упомянуть вертикальное (''радиальное'') сжатие верхних горизонтов литосферы, формирующее обширные изометрические (часто кольцевые или овальные) структуры вертикального расплющивания. Эти силы, возможно, имеют гравитационную природу и приводят к тектоническому расслоению и концентрическому растеканию горных масс от ядерных частей поднятий к их периферии. Такого рода структуры вертикального сжатия и горизонтального расплющивания выделены и описаны А.В. Лукьяновым [1972] на Памире, где с ними связаны крупные тектонические покровы растяжения и другие сложные тектонические структуры, нередко интерпретируемые совсем с иных позиций. Не исключено, что подобного рода кольцевые структуры глубинного поперечного вертикального расплющивания широко развиты в пределах альпийской области Евразии и ее обрамления. К ним можно предположительно отнести Черноморскую, Южно-Каспийскую, Паннонскую (а возможно, и Таримскую, Южно-Таджикскую, Лутскую) и другие изометрические или почти овальные структуры, характеризующиеся утонением верхних горизонтов коры в центре, концентрическим расположением зон горизонтального сжатия по краям и развитием пологих надвигов, поддигов (?) и покровов по периферии

(см. рис. 42 и 47). Существенно, что большинство этих изометрических структур характеризуется повышенным залеганием поверхности Мохоровичича при увеличенной мощности новейших отложений, положительными аномалиями Буге и увеличенной скоростью сейсмических волн в низах коры и верхах мантии[1]. Линейные зоны концентрации деформаций, рассекающие такого рода структуры, в центральных их частях как бы стираются и затушевываются, а иногда и вовсе исчезают; по краям же кольцевых структур, наоборот, деформации в линейных зонах особенно интенсивны за счет добавления структур вторичного сжатия, простирающихся вдоль края кольцевых структур и обусловливающих резкие тектодинамические аномалии по простиранию линейных зон. Таким образом, суммарный позднеальпийский структурный рисунок всей территории следует рассматривать как сложное сочетание "решетчатого" (линейного) и "петельчатого" (концентрически-кольцевого) типов структурных рисунков с преобладанием элементов первого из них.

Помимо меридионального и радиального сжатия, вероятно, имеются и другие тектонические силы, воздействующие на литосферу этого региона. Преобладание широтного сжатия в очагах землетрясений Эгейского моря, а также в меридиональных структурах восточной части Азиатского континента наводит на мысль о том, что здесь действует особое, также планетарное по своей природе и значимости, поле напряжений, возможно, обусловленное ротационно-инерционными силами, возникающими при изменениях скорости вращения Земли или вследствие неравномерного поднятия континентальных глыб в процессе орогенеза.

Все три тектодинамические обстановки (связанные с меридиональным, радиальным и широтным сжатием земной коры), — возможно, явления глобального характера и существуют в известной степени независимо друг от друга. Однако для позднеальпийской структуры Юго-Западной Евразии суммарный структурообразующий эффект последних двух не сравним с той огромной ролью, какую играет здесь долготное тангенциальное сжатие. Именно это "тетическое" (Г. Штилле) сжатие и определило, на наш взгляд, как общие очертания, так и особенности внутреннего строения важнейших неоструктур Юга СССР и смежных частей Альпийского орогенического пояса, а может быть, и весь альпийский структурный план Юго-Западной Евразии.

* * *

Рассмотренные закономерности характеризуют новейшую (позднеальпийскую) структуру центральной части Альпийско-Азиатского орогенного пояса. Имеются данные, позволяющие предполагать принципиально сходную тектодинамическую обстановку и на более ранних этапах альпийского развития этой территории, по крайней мере с середины юрского периода. Об этом свидетельствуют особенности структурных парагенезов киммерийского времени, выявленных в отдельных районах Кавказа, Афганистана и Горного Крыма, а также кулисный характер заложения многих конседиментационных поднятий и прогибов юрского, мелового и третичного возраста вдоль Крымско-Кавказско-Копетдагской, Афгано-Балхашской и других структурных зон, позднее проявившихся как зоны взбросо-сдвиговых деформаций.

Геологические результаты субмеридионального сжатия на ранних стадиях альпийского тектонического цикла были существенно иными, чем на поздней (орогенной) стадии формирования структуры. На протяжении юрского, мелового и палеогенового периодов меридиональное сжатие широко проявлялось в крупных и дифференцированных горизонтальных перемещениях литосферных блоков. Судя по палеомагнитным [Храмов, 1977; Кравчинский, 1977; Зоненшайн, Городницкий, 1977] и палеобиогеографическим [Мейен, 1969; Вахрамеев, 1975; Левен и др., 1975] данным, в доорогенное время происходило быстрое и значительное

[1] Концентрические структуры поперечного расплющивания располагаются, возможно, и в "раме" орогенического пояса (например, Мургабская или Чу-Илийская впадины, синеклиза Тар и др.). Сходные (хотя и не всегда изометричные) по типу деформаций структуры глобального ранга намечены в статье А.И. Суворова [1978] как один из элементов выделяемых этим исследователем "тектонопар".

сближение южных и северных континентальных глыб, слагавших в позднем палеозое разные берега обширного океанического бассейна; "захлопывание" последнего сопровождалось, вероятно, формированием глубинных поддвигов типа зон Беньофа, а также грандиозных пологих поверхностей скольжения, фронт которых запечатлен в виде тектонических покровов и зон тектонического меланжа с включениями пород верхней мантии и океанического ложа. Краевые части сближающихся континентальных блоков деформировались относительно слабо; здесь образовались пологие конседиментационные структуры сжатия — субширотные мио- и парагеосинклинальные бассейны, кулисно располагавшиеся вдоль крупных зон скалывающих напряжений, обрамляющих угловатые края континентов (Северный Кавказ, Южная Туркмения, Афгано-Таджикский бассейн и др.).

Замыкание океанического бассейна привело к коллизии континентов, из-за чего характер деформаций и их напряженность существенно изменились. Вместо систем вязко-пластического скольжения, фиксировавших путь перемещающихся с различной скоростью континентальных масс, стали активно формироваться структуры диагонального скалывания в виде линейных зон взбросовых и сдвиговых деформаций, а по мере увеличения степени сжатия и возрастания напряженности деформаций — структуры расплющивания и разнообразные вторичные структурные комплексы, связанные с перемещением отдельных блоков и "струй течения" вдоль диагональных, продольных и поперечных поверхностей скольжения. По мере развития орогенной структуры, скучивания и метаморфизма континентальной коры происходило последовательное увеличение роли хрупкого скалывания и отрыва по сравнению с пластической деформацией, а по мере усиления степени сжатия структуры и ее тектодинамической раздробленности возрастала вертикальная и горизонтальная тектоническая расслоенность литосферы с развитием структур расплющивания и тектонического, (главным образом разрывно-глыбового), течения горных масс. Суммарный эффект всех этих процессов и различные его стадии запечатлены в современной тектонической структуре региона, а отчасти и в его сейсмичности. Однако остаются неясными многие вопросы, и главный среди них: когда и как началось зарождение основных линейных и кольцевых зон структурной неоднородности и как происходило их развитие в условиях движущихся континентальных блоков.

Основные итоги парагенетического анализа альпийских структур Юго-Западной Евразии

Альпийский пояс в целом представляет глобального ранга структуру сжатия, испытавшую в позднеальпийскую орогенную эпоху значительное меридиональное укорочение и сложную внутреннюю деформацию. В развитии его позднеальпийской структуры решающую роль играло субмеридиональное ("тетическое") сжатие, определяющее Главное мегарегиональное тектоническое поле напряжений этого времени. Связанный с меридиональным сжатием Главный динамический парагенезис включает субширотные структуры сжатия, долготные структуры растяжения, северо-западные структуры правого сдвига и северо-восточные структуры левого сдвига; различные их сочетания составляют каркас структурного рисунка орогенной области, усложняемого иногда структурами скольжения (субмеридиональные поперечные сдвиги и тектонические покровы с субмеридиональным перемещением пластин) и вторичными структурными парагенезисами, образующимися при трансформации Главного поля напряжений. Альпийская деформация гибко приспосабливается к более древней геологической неоднородности территории, что приводит, как правило, к неравномерному развитию различных членов Главного парагенеза в разных частях территории и широкому распространению косоориентированных зон со смешанным (сжатие со сдвигом, сдвиг с растяжением) типом деформации.

В орогенной структуре Альпийского пояса преобладают нарушения хрупкого скалывания ("сколовая тектоника"). Формирующиеся при релаксации скалываю-

щих напряжений складчато-дизъюнктивные структурные системы простираются поперек вектора максимального сжатия (зоны надвигания), под углом скалывания к нему (сдвиговые зоны), под углом, превышающим угол скалывания (сдвиго-надвиговые зоны), или под углом, меньшим угла скалывания (сбросо-сдвиговые зоны). Преобладание здесь механизмов сколовой тектоники подтверждается закономерностями количественного распределения максимальных касательных напряжений в земной коре [Кропоткин, 1971; Гзовский, 1975], а также сейсмологическими и сейсмотектоническими данными [Горшков, 1968; Введенская, 1969]. Сравнительно меньшую роль в орогенной структуре территории играют деформации упруго-пластического скалывания (''тектоника расплющивания'') и вязко-пластического скалывания (''тектоника скольжения''). Нарушения этих типов, в обоих случаях связанные с физическим механизмом простого сдвигания в условиях неравномерной скорости деформации, ориентированы поперек (зоны сплющивания) или вдоль (зоны скольжения) вектора главного сжатия. Еще меньше развиты здесь структуры, формирующиеся по механизму отрыва и ориентированные вдоль простирания главного тектонического сжатия (''тектоника растяжения'').

В ходе развития Альпийского складчатого пояса происходит последовательная смена ведущих типов тектонических нарушений и видов деформации по схеме: отрыв (ранние стадии развития пояса, рифтогенез) — скольжение (средние стадии, эпейрофорез) — скалывание (поздние стадии, орогенез), что отражает изменение тектодинамической обстановки (интенсивность, распределение и длительность действующих сил) и эффективных реологических свойств литосферы (хрупкая — вязкая — упругая) в течение геотектонического цикла. Эти историко-деформационные различия отражены и в современной структуре Альпийского пояса, во внутренних частях которого развиты крупные среднеальпийские покровы, а в краевых частях активно формируются позднекайнозойские взбросо-надвиговые системы, диагональные сдвиги и зоны сдвиговых деформаций. Раннеальпийские раздвиги осевых частей пояса замаскированы позднеальпийскими структурами сжатия и восстанавливаются предположительно по палеотектоническим и палеогеографическим данным.

Отмеченные выше особенности кинематики, ориентировки и соотношения систем позднеальпийских нарушений характерны не только для Альпийского орогенного пояса. В ослабленной форме многие из этих систем дислокаций распространяются далеко в пределы обрамляющих пояс платформ Юго-Западной Евразии и определяют характер их альпийской тектоники. Прежде всего это касается диагонально-сдвиговых зон концентрации позднеальпийских деформаций, изображенных на рис. 42—45. Большая часть из них — ''сквозные'' (трансорогенные), причем нередко удается установить, что в платформенной своей части эти зоны сохраняют свойственный им геолого-кинематический тип, хотя их морфология и амплитуда перемещения существенно меняются при переходе через границу плиты орогена (см. рис. 42). Приведем некоторые примеры. На северо-восточном продолжении Восточно-Эльбурсской зоны левосдвиговых деформаций располагаются Дарвазинский и Кзылординский левые сдвиги (звенья Урало-Тяньшаньского межрегионального сдвига). Границу плиты и орогена пересекает и Молочанский левый сдвиг северо-восточной ориентировки. Эпигерцинскую окраину Евразии рассекают также правые сдвиги северо-западной ориентировки, крупнейшие из них — Чингизский, Джунгарский, Талассо-Каратауский, Джизакский, Амударьинский, Карашорский, Туаркырский, Ейско-Березанский, Перекопско-Уманский, Одесский, Вилковский и др. Все они связывают южную часть неотектонической плиты Евразии со структурами орогенной области. Характер деформаций вдоль этих зон фиксирован смещением и особенностями размещения структур платформенного чехла, магнитных аномалий в фундаменте, а в некоторых случаях и непосредственными структурными наблюдениями. Как уже отмечалось, зоны позднеальпийских деформаций этого региона вписываются в регматическую сеть разломов Евразиатского материка и, несомненно, развиваются на базе доальпийских тектонических нарушений.

Существенным элементом позднеальпийской структуры смежных с Альпийским поясом платформ являются системы сбросов, грабенов и рифтовых долин. Наибо-

лее крупные из этих систем имеют субмеридиональное простирание: Восточно-Африканская рифтовая зона, система грабенов Средиземное море — оз. Мьёса; также ориентированы и более древние (триасовые) системы зауральских грабенов и погребенных рифтов Западной Сибири. Отдельные рифтовые структуры имеют северо-восточное (Байкальский и Верхнерейнский грабены) или северо-западное (Красноморский и Нижнерейнский грабены) простирание; в них, наряду со сбросо-раздвиговой, проявляется и сдвиговая составляющая: в первых случаях — левая, во вторых — правая. Имеются и другие системы меридиональных прогибов или поднятий, ограниченные в неотектонической структуре сбросовыми разломами субмеридиональной ориентировки (Урало-Оманское и Транскавказское поперечные поднятия, Каспийская и Тургае-Сейстанская зоны меридиональных погружений).

Особую роль в позднеальпийском структурном рисунке западной Евразии играют уже отмечавшиеся ранее (с. 151, 176) трансконтинентальные системы сдвиговых деформаций, рассекающие весь Альпийский пояс и уходящие далеко в пределы смежных материковых платформ (см. рис. 36, 41). Балтийско-Иранская зона правосдвиговых деформаций протягивается на 7,5 тыс. км от полуострова Ютландия до полуострова Оман через линии Торнквиста и Варты, Свентокшиские горы, Предкарпатье и Северную Добруджу и далее через центральную часть Черноморской впадины на северную ветвь Северо-Анатолийского разлома и Загросскую взбросо-сдвиговую зону. Структуры западного звена Альпийского пояса смещены на северо-запад и более сжаты в сравнении с центральным. Вдоль южного края восточного звена Альпийского пояса также прослеживается серия правосдвиговых швов юго-восточного простирания; наиболее крупные из них — Гималайская (Индская) сдвиговая зона и шовная зона р. Черной в Индокитае.

Другая трансконтинентальная зона сдвиговых деформаций рассекает Альпийский пояс и смежные кратоны в северо-восточном направлении. Эта Белуджистан-Сибирская зона левосдвиговых деформаций протягивается от побережья Аравийского залива через линии Чаманского и Гильмендского швов на Алтае-Гиндукушскую зону левосдвиговых деформаций [Расцветаев, 1973] и обрамляющие ее Афгано-Балхашский и Пакистано-Байкальский глубинные швы. На юго-западном продолжении этой зоны находится Сомалийский и Южно-Африканский линеаменты, на северо-восточном — Ангаро-Ленская и Байкало-Вилюйская системы левосдвиговых дислокаций. Последняя из них, по данным Р.А. Гафарова и соавторов [1977], смещает более чем на 500 км Алданский блок фундамента по отношению к основной части Сибирской платформы. Общая протяженность Африкано-Сибирского линеамента достигает, таким образом, 15000 км.

Балтийско-Иранская (или, говоря вообще, Балтийско-Индокитайская) и Африкано-Сибирская линеаментные зоны представляют в позднеальпийской структуре Восточного полушария разноименные сдвиговые системы, пересекающиеся в районе Иранского регматического узла и симметричные относительно меридиана 60° в.д. Последний является плоскостью симметрии альпийской структуры Восточного полушария, а отмеченные выше сдвиговые зоны — диагоналями его континентального сектора. По крайней мере отдельные фрагменты этих трансконтинентальных систем дислокаций имеют заведомо добайкальское заложение и являются древними ослабленными зонами Евразийского материка. Предполагается, что на протяжении мезозоя и кайнозоя они играли по отношению к Альпийскому поясу роль своеобразных трансформных разломов, поскольку при пересечении с ними структуры Альпийского пояса не только смещаются, но изменяют степень сжатия, морфологию и историко-тектоническую характеристику. По-видимому, развитие этих зон шло синхронно с развитием Альпийского пояса и в значительной мере определяло размещение, морфологию и историю формирования слагающих его частных структур.

Интереснейшим "тектоническим перекрестком" в структуре Юго-Западной Евразии (и всего Восточного полушария в целом) является так называемый Иранский центр деформации, расположенный на пересечении Альпийского орогенного пояса с "великими диагоналями" Евразии и крупнейшей меридиональной сбросо-раз-

двиговой зоной, объединяющей структуры Урало-Оманского, Тургае-Сейстанского и Западно-Индийского линеаментов. Здесь же, в пределах Восточного Ирана и Западного Афганистана сочленяются и другие структуры Альпийского пояса — его Черноморско-Иранское и Алтае-Гиндукушское диагональные звенья, Мангышлак-Мекранская и Памиро-Пакистанская разноименные зоны сдвиговых деформаций и т.д. Этот центр интересен и с геодезической точки зрения как узел пересечения северной "критической параллели", восточного "критического меридиана" и одной из "критических диагоналей" геоида (см. рис. 35—37).

Приведенные здесь данные говорят о том, что в позднеальпийскую эпоху (а возможно и значительно раньше) Альпийский орогенный пояс составлял в тектодинамическом отношении единое целое со структурой смежных платформенных областей, и меридиональное тангенциальное сжатие воздействовало в это время на литосферу всего Атлантического полушария. Специальные исследования, предпринятые в последние годы О.И. Гущенко и Л.А. Сим [1977] и П.Н. Николаевым [1978б] для определения мегарегионального поля напряжений по сейсмическим данным, несмотря на различные методические подходы, привели к весьма близким выводам о субмеридиональном сжатии всего рассматриваемого объема литосферы.

Сходный структурно-динамический парагенезис крупнейших межрегиональных и трансконтинентальных систем позднеальпийских деформаций можно наметить и на других континентах. В позднеальпийской структуре Северной Америки могут быть выделены две трансконтинентальные диагонально-сдвиговые зоны (см. рис. 36): Западно-Американская правосдвиговая северо-западного простирания (включающая крупные позднеальпийские сдвиги Береговых и Скалистых гор, Калифорнии и Центральной Америки, а также системы кулисных складок Аляски, Канадских Кордильер и Сьерра-Мадре [Кинг, 1969] и Восточно-Американская левосдвиговая северо-восточного простирания (осевая структура — Бревардско-Кэботский наложенный сдвиг на западном фланге Аппалачской складчатой системы [Пейве, 1977]. В провинции Бассейнов и Хребтов широко развиты меридиональные структуры растяжения, переходящие в сдвиги при изменении меридионального простирания на диагональное [Лукьянов, 1965]. Все эти деформации зародились, по-видимому, в среднеальпийское или более раннее время, активно проявлялись в период становления орогенного рельефа (эоцен—плиоцен) и развиваются до настоящего времени, фиксируясь в современных и исторических движениях земной коры. Юго-восточное продолжение Западно-Американской правосдвиговой системы сопрягается с широтными структурами Антильских островов и Венесуэлы ("Антильская широтная В-тектоника" Г. Штилле), являющимися структурными аналогами (а может быть, и продолжением) Средиземноморского складчатого пояса Евразии. Детальный анализ структурных рисунков этой широтной системы в пределах Кубы, проведенный недавно Ч.Б. Борукаевым [1976], выявил значительное сходство в характере альпийских деформаций Кубы и Альпийского пояса Евразии. Аналогии с Восточным полушарием идут, однако, и дальше. В районе побережья Мексиканского залива сходятся в единый тектонический узел все основные глобальные системы позднеальпийских дислокаций Западного полушария: Западно-Американская правосдвиговая, Восточно-Американская левосдвиговая и Центрально-Американская (Антильская) спастическая системы альпийских деформаций. Здесь же находится северное окончание одной из крупнейших океанических дизъюнктивных систем — Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны. Мексиканский орогенический центр, как и Иранский, оказывается своеобразным узлом "тройного сочленения" крупнейших материковых сдвиговых зон и океанических сбросо-раздвиговых систем. Этот узел находится к тому же в пределах средиземной зоны субширотной складчатости и одновременно внутри зоны глобального скола; он почти совпадает с так называемым Калифорнийским центром деформации, выделяемым Г.Н. Каттерфельдом на пересечении критических параллелей и меридианов (см. рис. 35).

Как мы видим, геометрия и кинематика крупнейших зон позднеальпийских дислокаций как материков, так и океанов тесно связана с фигурой Земли и глобальной системой меридионального сжатия. Наряду с этим фиксируются и иные

парагенезисы глобальных структур, свидетельствующие о широтном поздеальпийском сжатии крупных участков литосферы (например, Южно-Американские Анды); нередко первые и вторые присутствуют одновременно и образуют сложные взаимопересечения (Северо-Американские Кордильеры, Северо-Восточная Азия, Эгейский регион Средиземноморья). Эти парагенезисы играют весьма незначительную роль в позднеальпийской структуре внутриматериковых складчатых поясов, и поэтому мы не рассматриваем их в этом разделе; отметим лишь, что широтное перемещение поверхностных масс носит, как и меридиональное сжатие литосферы, глобальный характер, причем структурообразующая роль его особенно возрастает в окраинно-континентальных и переходных к океану орогенных поясах.

Ярко выраженная меридиональная симметрия общего структурного рисунка рассмотренной территории, отчетливая связь позднеальпийских деформаций с критическими элементами геоида, распределенный характер тектонических напряжений, единство ритма геотектонического развития различных складчатых систем, субглобальный характер наиболее крупных спастических, сдвиговых и рифтовых структур Юго-Западной Евразии, проявление сходных закономерностей в других районах Восточного и Западного полушарий — все это заставляет автора, вслед за А. Вегенером, Э. Арганом, Р. Штаубом, Б.Л. Личковым, П.Н. Кропоткиным, А.В. Пейве и многими другими исследователями, усматривать основную движущую силу альпийского складкообразования в латеральных перемещениях геологических масс под воздействием ротационно-инерционных сил общепланетарного характера.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ГЛОБАЛЬНОМ МЕХАНИЗМЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ КАК ПРИЧИНЕ ЗАКОНОМЕРНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ СТРУКТУР

Закономерный структурный рисунок земной поверхности определяется, во-первых, особенностями строения геоида как трехосного эллипсоида, характеризующегося сфероидально-оболочечной внутренней структурой (полярная, большая и малая экваториальные оси; критические параллели, меридианы и диагонали; чередование геосфер разных физико-химических и физико-механических свойств); во-вторых, крупнейшими отклонениями от этой структуры, заключающимися в глобальной вещественной, физико-химической и деформационной неоднородности тектоносферы и определяющими распределение на земной поверхности океанов и материков, стабильных плит и подвижных поясов, глобальных систем нарушений и других крупных структур литосферы и верхней мантии; в-третьих, основной делимостью литосферы — сеткой тектонических нарушений, имеющей в целом древнее заложение и определяющей локализацию и кинематику последующих деформаций; в-четвертых, упорядоченным расположением позднеальпийских структурных форм регионального и более высоких порядков, обусловленным общим положением региона по отношению к "критическим" элементам геоида; использованием древних ослабленных зон литосферы, определивших изначальную делимость и анизотропию земной коры; особенностями доальпийского и раннеальпийского геологического развития региона и распределением сформировавшихся при этом структурно-вещественных неоднородностей; положением региона среди крупных неоднородностей литосферы — плит и блоков различной кинематической тенденции и структуры; относительной устойчивостью общих тектодинамических обстановок, которые могут быть сведены к трем планетарным полям напряжений (с меридиональной, широтной и радиальной ориентировкой максимального сжатия).

Рассматривая наиболее общие морфолого-кинематические и физико-механические особенности глобальных зон тектонических нарушений, можно выделить два принципиально различных по геотектонической природе типа структурных рисунков: материковый тип, или тип сжатия, свойственный в основном складчатым поясам материков и периокеанических зон, и океанический тип, или тип растяжения, свойственный рифтовым зонам океанов и континентов. Первый представляет ортогонально-диагональную сетку структур диагонального скалывания и поперечного сплющивания с подчиненными им структурами продольного скольжения и

отрыва, например, позднеальпийская структура центральной части Альпийского пояса и смежных областей Юго-Западной Евразии. При этом структуры зрелой материковой коры со значительной мощностью "гранитного" и "базальтового" слоев с длительной историей орогенических преобразований и повышенной жесткостью литосферы характеризуются линейными структурами отрывно-сколового типа и решетчатым типом структурного рисунка. Это — эпикратонные складчатые зоны, развитые в окраинных частях Альпийского складчатого пояса и характеризующие наиболее хрупкие части складчатых областей, как правило примыкающие к древним плитам и областям завершенной складчатости доальпийского возраста. Наиболее же молодые участки континентальной коры, образовавшиеся из океанической или переходной коры предыдущего геотектонического цикла и сохранившие еще свою относительную пластичность, характеризуются петельчатым или перисто-дугообразным типом структурного рисунка, определяемым дугообразно изогнутыми системами глубинных надвигов и покровов значительной амплитуды перемещения. Таковы зоны конвергенции крупных материковых и океанических блоков и плит, занимающие обычно центральные части складчатых областей и характеризующиеся сложной покровной структурой и тектоническим перемешиванием совершенно разнородных геоструктурных элементов материкового и океанического типа. Структурный рисунок таких зон мы именуем эпигеосинклинальным; типичный пример — внутренняя зона Альпийского пояса, где широко развиты крупные среднеальпийские тектонические покровы (мел — палеоген), фиксирующие процесс активного тектонического скучивания разнотипных литосферных блоков и пластин на стадии замыкания эвгеосинклинального (океанического?) бассейна.

Основу второго типа структурного рисунка образует сетка зон раздвижения (сбросовые зоны, грабены, зоны спрединга) и поперечных к ним структур скольжения, или вязкого скалывания (трансформные разломы и поверхности срыва покровного типа). Структуры такого типа широко развиты в современных океанах в зонах срединно-океанических хребтов, в меньшей степени вдоль пассивных окраин материков; они предполагаются в осевых частях геосинклинальных трогов на ранних этапах развития складчатых областей. Структурные парагенезисы близкого типа встречаются и внутри континентов в континентальных рифтовых областях, где они, как правило, усложняются за счет включения диагонально-сдвиговых структурных элементов сколового типа.

Расположение и позднеальпийское развитие океанов и континентов, подвижных поясов и стабильных областей, а также сдвиговых и раздвиговых систем закономерно относительно ротационно обусловленной фигуры Земли и ее критических элементов. Важнейший фактор глобального структурообразования — гравитационно-ротационный режим и связанные с ним изменения фигуры и размера геоида. Представляется вероятным, что именно эти процессы регулируют как характер планетарных напряжений, так и глобальную кинематику литосферы, в том числе перемещения материков и литосферных плит, описываемые новой глобальной тектоникой и другими разновидностями геологического мобилизма. Полюсобежные ротационно-инерционные силы создают асимметричные горизонтальные напряжения в литосфере, особенно в приповерхностных ее частях; перестройки фигуры и изменения объема Земли вызывают горизонтальные течения в астеносфере, деформации и дифференцированные смещения литосферных блоков и плит от глобальных зон растяжения к глобальным зонам сжатия ("принудительная конвекция"). Основанная на теории перемещения материков, гипотезе спрединга океанического дна и исследовании остаточной намагниченности горных пород картина альпийской кинематики крупных литосферных плит показывает, что отдельные части литосферы перемещаются друг относительно друга в субширотном и субмеридиональном направлениях, причем первое преобладает над вторым. Кинематическая обстановка широтного и меридионального дрейфа, равно как тектодинамическая обстановка широтного растяжения и меридионального сжатия отражают основной тектодинамический и кинематический процесс новейшего (позднеальпийского) этапа развития Земли — меридиональное сжатие и субширотное тектоническое перемещение

литосферы под действием гравитационных и ротационно-инерционных объемных сил. При этом широтный дрейф, связанные с изменениями скорости вращения Земли, реализуется главным образом перемещении континентов и деформацией подстилающего их вязко-пластического астеносферного слоя, а меридиональное сжатие, связанное с полюсобежными силами, — в основном деформациями литосферы материков. Материки — области преимущественной релаксации напряжений меридионального сжатия. Океаны и переходные зоны — области преимущественной релаксации деформаций широтного дрейфа.

Разной геодинамической роли этих крупнейших структур тектоносферы соответствуют и различия физико-механического типа их деформации. Континенты — области активной деформации, скучивания и динамометаморфизма с преимущественным развитием динамических парагенезов структур скалывания и сплющивания. Это — своеобразная "склеросфера" Земли, аккумулирующая упругие напряжения и деформирующаяся под их воздействием. Океаны — области активного тектонического течения с преимущественным развитием кинематических парагенезисов структур растяжения и скольжения; в геологическом времени океаническую литосферу можно уподобить вязкой жидкости, которая (как и астеносфера) обеспечивает мобильность и относительную структурную независимость внешних оболочек Земли по отношению к внутренним. Скорость и амплитуда смещения масс внутри океанической коры значительно выше, чем внутри континентальной; различна и форма образующихся при этом структурных рисунков (см. с. 151, 199). Характеризуя суммарные реологические свойства всей литосферы в целом, отметим ее способность как к упруго-хрупким, так и к вязко-пластическим деформациям, проявляющимся на самых различных глубинных и масштабных уровнях в зависимости от условий нагружения. Это заставляет уподоблять литосферу так называемому телу Максвелла, хрупко реагирующему на быстрые нагрузки и вязко — на медленные. Такая двойственность физико-механической природы геологической среды позволяет применять для ее описания как гидродинамические модели (например, геоид как фигура равновесия вращающейся вязкой жидкости), так и модели физики твердого тела (например, геоид как трехосный эллипсоид деформации).

Наряду с линейными системами деформаций, связанными с воздействием горизонтально-анизотропных глобальных напряжений, значительная роль в строении тектоносферы Земли принадлежит структурам кольцевого типа, предположительно связанным с радиальным сжатием и горизонтальным расплющиванием литосферы. По окраинам наиболее крупных кольцевых структур (например, Тихого океана или Черноморской впадины) широко развиты явления тектонического расслаивания и латеральные дифференцированные перемещения материала с формированием шарьяжно-складчатых структур и дугообразно-концентрических складчатых зон. Представляется, однако, что само расположение кольцевых структур на поверхности геоида, а возможно, и преобладающее направление перемещения материала в этих структурах регулируются ротационной динамикой и общими особенностями фигуры и строения Земли.

Таким образом, размещение и ориентировка структурных форм на поверхности Земли в значительной мере подчиняется общим закономерностям и контролируется глобальными тектоническими процессами. Решающую роль среди них играют, на наш взгляд, особенности движения Земли среди других небесных тел и вокруг своей оси в условиях общего гравитационного поля Вселенной и собственного поля силы тяжести. На эти ротационно-гравитационные явления накладываются тепловые, электромагнитные, механические и физико-химические процессы, определяющие большую сложность реального тектогенеза и многообразие конкретных структурных форм и рисунков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в книге материал отражает результаты исследований в двух направлениях или аспектах. Они тесно переплетаются друг с другом и служат в контексте данной работы одной цели: изучению проблемы существования глобальных геологических процессов. Один аспект касается разработки методов корреляции разных форм проявления тектонической активности, необходимой для выяснения их пространственного распределения и распределения во времени. Эти методы рассматриваются на отдельных региональных примерах и, как мы видели, вопрос о степени глобальности изучаемых явлений или событий при этом может и не ставиться. Второй аспект заключается в специальном изучении именно этого последнего вопроса, т.е. вопроса о существовании глобальных событий и вообще закономерностей глобального масштаба.

По-видимому, нет необходимости еще раз возвращаться к первому из указанных аспектов. Здесь, конечно, имеются свои трудности: не все высказанные положения могут, вероятно, восприниматься в качестве истины в высшей инстанции, кое-что представляет скорее постановку, чем решение вопроса. В отдельных случаях, кроме того, подход разных авторов к решению одних и тех же вопросов оказывается не идентичным. Примером может служить интерпретация тектонических процессов, вызывающих образование несогласий, предложенная в главе пятой и в одном из разделов главы четвертой. Но в каждом отдельном случае речь идет о конкретной методике, интересной безотносительно к тому, к какому результату с точки зрения проблемы глобальности может привести ее применение. Поэтому здесь не требуется специального дополнительного обобщения.

Представляется целесообразным, однако, вкратце подвести некоторые итоги тому, что говорилось в работе в связи со вторым аспектом исследования.

Данные, по которым можно судить о существовании глобальных тектонических процессов, распадаются на две группы.

К первой группе относятся данные по размещению тектонических структур и морфоструктур разного размера и типа на поверхности земного шара. Их анализу была посвящена шестая глава книги, основанная как на материалах личных региональных работ автора, так и на опыте предшествующих исследований в этом направлении. Несомненно, требуется еще очень большой объем специальных исследований, прежде чем будут решены все основные вопросы, касающиеся закономерностей размещения на Земле указанных элементов и в особенности интерпретации кинематических и динамических условий их формирования. Но уже сейчас нельзя игнорировать тот факт, что они, или, вернее, какая-то их часть, обладают закономерным в масштабе Земли распределением. Это не позволяет объяснить имеющуюся ориентировку тектонических структур и элементов рельефа только воздействием региональных, т.е. меняющихся от места к месту, процессов, но служит сильным аргументом в пользу существования глобального регулирующего механизма. Показательно, что изучение достаточно большой площади Юго-Западной Азии, результаты которого приведены в работе свидетельствует о том, что региональные структурные рисунки довольно гармонично (если говорить не о мелких деталях, а о главных особенностях — каркасе этих рисунков) вписываются в системы более крупных порядков, позволяя говорить об их формировании в условиях одного кинематического и динамического поля. Следовательно, глобальный регулирующий механизм, какими бы причинами ни объяснять его происхождение, в определенной

степени контролирует размещение рассматриваемых элементов разного порядка.

Глобальная упорядоченность структур, позволяющая говорить о единой динамической обстановке их формирования, на наш взгляд, не противоречит существованию разнообразных и разномасштабных осложнений и отклонений от нее. Местами отклонения такого рода становятся очень интенсивными и затушовывают в большей или меньшей степени глобальную составляющую структурных рисунков, следствием чего является вывод о том, что региональные закономерности выглядят ярче глобальных (как об этом сказано в разделе "Межрегиональная корреляция движений по разломам" в главе четвертой). В связи со сказанным убедителен вывод о том, что существуют и те и другие. Это согласуется с ранее (в главе первой) высказанным мнением о необходимости совмещения в рамках единого подхода глобальной и региональной концепций.

Таким образом, рассмотренная группа данных свидетельствует о существовании глобального механизма тектогенеза, воздействующего на Землю в целом и контролирующего размещение на земной поверхности структурных элементов и морфоструктур. Вместе с тем эти данные сами по себе ничего не говорят о тектогенезе в историческом аспекте и прежде всего о центральном вопросе в проблеме глобальности — о существовании одновременных глобальных кульминаций тектонической (и магматической) активности. Отношение к анализу этой стороны проблемы имеют данные второй группы, связанные с изучением истории движений.

В предлагаемой книге с разными детальностью и площадным охватом были рассмотрены некоторые тектонические и отчасти магматические события и явления. Рассмотренными объектами, правда, не исчерпывается весь возможный перечень проявлений тектонической активности, которые прямо или косвенно содержат информацию о глобальных процессах тектогенеза. Так, за рамками осталось специальное исследование разных форм магматизма (кроме орогенного магматизма, описанного, или, точнее, упоминавшегося в самой общей форме при характеристике орогенных периодов и эпох тектогенеза), данных радиометрического датирования, содержащих важную информацию о ходе тектонических процессов, метаморфизических процессов во всем их многообразии и сложности, результатов изучения палеомагнетизма, и в первую очередь этапов, или эпох, перестройки структуры и ориентировки магнитного поля Земли. Работы, посвященные перечисленным явлениям, дают интересный дополнительный материал, в общей форме подтверждающий представление о существовании глобальной активности и глобальной ритмичности тектонических процессов. Но даже если исходить только из того материала, который проанализирован в работе, можно прийти к заключению о существовании глобальных кульминаций тектонической активности (к которым принадлежит рассмотренные в главе третьей эпохи тектогенеза), во-первых, и о латеральной сопряженности разного рода тектонических и магматических процессов в масштабе земного шара, во-вторых. Это подтверждается как изучением орогенических событий типа эпох орогенеза, в которых сочетаются разные формы проявления тектонической и магматической активности, так и изучением отдельных явлений — олистостромовых комплексов и других, которые рассмотрены в основном в главе четвертой.

Касаясь изучения распределения во времени и пространстве каких-либо отдельных явлений, необходимо еще раз подчеркнуть, что каждое отдельное явление, взятое изолированно, представляет лишь часть общего процесса тектогенеза, и в том числе часть орогенического события (например, эпохи тектогенеза). Так, например, характер распределения олистостромовых комплексов доказывает локализацию их образования во времени (и, следовательно, процессов, вызывающих их образование) в узких определенных интервалах времени. При этом они выявляются на широкой площади. Оба эти обстоятельства, вместе взятые, позволяют говорить об эпохах олистостромообразования как об эпохах повышенной тектонической активности. Но процессом олистостромообразования не исчерпывается весь спектр тектонической и магматической активности этих эпох. Это связано с тем, что в ходе орогенического события олистостромовые комплексы (как и любые другие формы проявления активности) могут возникать только в определенной тектонической ситуации — на тех площадях, где данная ситуация существует; в рассмотрен

ном в работе случае — это в основном территория альпийского пояса. Однако во время этих эпох, как это, например, с полной очевидностью ясно для эпохи позднего эоцена (пиренейской эпохи тектогенеза), активными тектоническим движениями была охвачена территория не только альпийского пояса, во всяком случае не только той его части, на которой происходило формирование олистостромовых комплексов. Для мезозойских и кайнозойских эпох олистостромообразования вопрос о латеральных связях разных явлений в работе не ставился, но он был проанализирован на примере других объектов (девонская история движений в областях с разным тектоническим режимом); полученные для них выводы имеют, как кажется, общее значение и заключаются в том, что существует латеральная (хронологическая и, по-видимому, генетическая) связь между разными явлениями, каждое из которых реализуется в определенных тектонических условиях (на какой-то части площади, охваченной движениями данной эпохи), а в сумме они составляют полную картину проявления тектонической и магматической активности данной эпохи тектогенеза. Для иллюстрации мы выбрали пример с олистостромовыми комплексами, но тот же ход рассуждений применим и для других явлений.

Таким образом, в настоящее время вряд ли можно игнорировать разнообразные свидетельства того, что в общем процессе тектонегеза определенная роль принадлежит процессам глобального масштаба, ответственным как за упорядоченное расположение на Земле тектонических структур разного ранга, так и за проявление общего, т.е. глобального, ритма движений, в том числе тех относительно кратковременных орогенических событий, которые были описаны здесь под названием эпох тектогенеза. Не исключено, что со временем появится возможность выделения и прослеживания в глобальном масштабе и более кратковременных импульсов. Реально надеяться на это можно, по-видимому, для плиоцена—квартера, как показывает анализ кратковременных колебаний тектонической активности в современных подвижных поясах, результаты которого были изложены в одном из разделов главы четвертой.

Что касается причины глобальной ритмичности, или цикличности, тектонических и магматических процессов, то этот вопрос, несомненно, еще не нашел своего окончательного решения. Интересные, но во многом расходящиеся, варианты его решения могут быть предложены в настоящее время, что, в частности, иллюстрируется материалом, приведенным в главах второй и шестой.

Понятно, что решение многих вопросов из числа поднятых в данной книге потребует еще большой работы и, хочется надеяться, что приведенный в ней материал и высказанные соображения будут стимулировать дальнейшие исследования в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

Агаларова Э.Б. Об ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижне-Куринской низменности. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 2.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.

Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 3—19.

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. — Изд-во МГУ, 1966.

Ажгирей Г.Д. Типы главных линейных тектонических структур Земли. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3, с. 651—654.

Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Т. I.

Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. М.: ВАГТ, 1969. Т. 2.

Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975.

Бабадаглы В.А. Литология кайнозойских моласс Придарвазья. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1964.

Бабак В.И. Новейшая стдуктура Казахского щита. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 19—24.

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972.

Беккер Я.А., Бельский В.А., Воскресенский А.А. Угловые несогласия в неогеновых отложениях Центрального Придарвазья. — Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 5, с. 48—51.

Белмустаков Ем. Палеоген. — В кн.: Стратиграфия на България. София: Наука и изкуство, 1968, с. 237—252.

Белостоцкий И.И. Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970, с. 120—178.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В.В. Об эндогенных режимах материков. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 47—54.

Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976а. 400 с.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков и ритм в развитии тектоносферы. — В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология. М.: Наука, 1976б, с. 46—58.

Белоусов В.В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 44—55.

Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектонической позиции Исландии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3.

Берггрен У.А. Хроностратиграфия кайнозоя, зональное распределение планктонных фораминифер и радиометрическая временна́я шкала. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: 1974.

Бирман А.С. О строении арабкалинской толщи Восточного Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1974,

Бирман А.С., Расцветаев Л.М. О схеме расчленения плиоценовых моласс Центрального и Гяурского Копет-Дага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1967, № 6, с. 52—56.

Бирман А.С., Расцветаев Л.М. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений Восточного Копетдага. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969, с. 195—200.

Бирман А.С., Расцветаев Л.М., Розыева Т.Р. О находке морского миоцена на Гяурском Копет-Даге. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1968, № 1, с. 116—118.

Бобров В.А., Романовский С.И. Факторы, контролирующие формирование флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 108—114.

Богданов А.А. Несогласия, их типы и значение их изучения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2, с. 43—60.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1, с. 3—38.

Бончев Е.С. Проблеми на българската геотектоника. София: Техника, 1971.

Борукаев Ч.Б. Структурные рисунки разрывных смещений и унаследованность тектонического развития Центральной Тувы. — Геол. и геофиз., 1969, № 9, с. 10—18.

Борукаев Ч.Б. Общий анализ структурных рисунков Кубы. — Геотектоника, 1979, № 3, с. 74—84.

Боянов И., Маврудчиев Б. Палеогенският магматизъм в Североизточните Родопи. Ч. I. (Стратиграфски, литоложки и петрографски бележки за палеогена). София: Наука и изкуство, 1961 (Годишн. Софийск. ун-т. Геол., т. 54, кн. 2, с. 56—72.

Бубнов С.Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с ее внутренней динамикой. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 1, с. 3—12.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Бузуруков Д.Д. Условия обитания моллюсков ханабадского моря на территории современной Таджикской депрессии. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, с. 183—195.

Буланже Ю.Д., Магницкий В.А. Современные движения земной коры, состояние проблемы. — Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1974, № 10, с. 19—24.

Бурмистенко В.М. Об одном опыте экспериментального изучения разломных структур земного шара. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. V, с. 196—198.

Буртман В.С. Талассо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 143 с.

Буртман В.С. О горизонтальных складках. — Геотектоника, 1968, № 2, с. 19—31.

Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 289.)

Буртман В.С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 26—37.

Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня. (По палеомагнитным данным). — Геотектоника, 1975, № 2, с. 62—67.

Буртман В.С., Легошин В.П., Швольман В.А. Сеть разломов Средней Азии. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.

Бутузов П.М., Калугин В.П., Кулиев Э.Д. и др. Палеоген Западного Копетдага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1972, вып. 8, с. 37—53.

Буш В.А. Среднепалеозойские предгорные прогибы Казахстано-Тянь-Шаньских каледонид. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 1, с. 27—36.

Буш В.А. Типы средне-верхнепалеозойских структур Казахстано-Тянь-Шаньских каледонид. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 2, с. 30—44.

Бызова С.Л., Копп М.Л., Курдин Н.Н. и др. Дешифрирование тектонических линеаментов по космическим снимкам Кавказа. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 7, с. 51—61.

Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — Сов. геол., 1969, № 4, с. 58—67.

Вассоевич Н.Б. К вопросу об условиях образования флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 4, с. 37—65.

Вассоевич Н.Б. Флиш и методы его изучения. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951.

Вассоевич Н.Б. О флише. — В кн.: Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № 3, стратиграфия. Киев.: Изд-во АН УССР, 1960, с. 26—49.

Вахрамеев В.А. Основные черты фитогеографии земного шара в юрское и раннемеловое время. — Палеонтол. журн., 1975, № 2, с. 123—132.

Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969.

Вевиоровская М.А., Кравченко И.П., Румянцев С.А. Метод гидравлических аналогий В.С. Лукьянова и метод электродинамических аналогий Н.П. Павловского применительно к фильтрационным расчетам. М.: МГУ, 1962.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.; Л.: Госиздат, 1925.

Власов Н.Г. Схема тектоники юго-западного Дарваза. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1344—1347.

Волин А.В. Роль диагональных разрывов в средних широтах северного полушария. — Геогр. сб., 1962, вып. 15. (Автрогеология), с. 71—94.

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. М.: Наука, 1968.

Вълков В. Олистостромни явления в приабона южно от Крумовград. — Списание. Бълг. геол. дружество, 1967, год. 28, кн. 3, с. 33—38.

Вялов О.С. Майкопские отложения в Западной Туркмении. — В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964, с. 235—244.

Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. М.: Недра, 1975.

Галибина И.В., Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В. Типы и системы линеаментов планет. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 5—28.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.

Гафаров Р.А., Федоровский В.С., Лейтес А.М. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 43—57.

Геологический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1955, Т. 1/2.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1/2.

Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Гликман Л.С., Ищенко В.В. Морские миоценовые отложения в Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3, с. 662—665.

Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969.
Година А.Я., Дубинский А.А. Первая находка ископаемой жирафы в Туркмении. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 43, вып. 1, с. 155—157.
Голубовский В.А. Силур и девон Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 5, с. 39—51.
Горобцов В.М., Сахиббаев С.Д. Новые данные о строении Сыртландинской антиклинали. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1972, вып. 8.
Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скалывающих напряжений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1947а, № 1, с. 103—115.
Горшков Г.П. Землетрясения Туркмении. М.: Изд-во АН СССР, 1947б.
Горшков Г.П. Изучая землетрясения. — Природа, 1968, № 3, с. 52—63.
Горшков Г.П., Расцветаев Л.М. О некоторых особенностях структуры Горного Крыма (в свете закона скалывающих напряжений). — В кн.: IV Научная конференция геологического факультета. М.: Изд-во МГУ, 1969, с. 75—78.
Горшков Г.П., Шебалин Н.В., Шенкарева Г.А., Щукин Ю.К. К энергетической характеристике глубинных зон сейсмической активности. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 16—22.
Грамм М.Н. Использование остракод для биостратиграфического расчленения кайнозойских моласс в Ферганской и Южно-Таджикской депрессиях. — Тр. Ин-та геол., АН УзССР, 1949, вып. 4, с. 11—17.
Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 602—606.
Гущенко О.И., Сим Л.А. Поле современных мегарегиональных напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 12, с. 17—25.
Давидзон Р.М. О границе среднего и верхнего эоцена в Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1971, т. 14, № 1, с. 51—54.
Даннинг Ф. Каледониды Британских островов. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978, с. 321—354.
Данов А.В. Неоген. Западный Копет-Даг. Центральный и Восточный Копет-Даг. — В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 22, ч. 1, с. 115—142.
Дергунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время. — Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.
Дмитриев А.В., Джабарова В.В., Кожевникова Г.Е. Схема стратиграфии палеогеновых отложений Туркмении. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Стратиграфия. Ашхабад, 1969, вып. 3а, с. 156—178.
Дмитриев А.В., Кожевникова Г.Е. О возрасте актепинских слоев Центрального Копет-Дага и района Гяурс-Дага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1962, № 5, с. 140—143.
Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Новые данные о пульсациях современных ледников. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1971, вып. 18, с. 191—218.
Долицкий А.В. Осевая симметрия линейных структурных элементов земной коры. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 159—162.
Долицкий А.В. Реконструкция тектонических структур. М.: Недра, 1978.
Жижченко Б.П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1969.
Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М.: Наука, 1969, с. 39—48.
Зайцев Ю.А. О варисских геосинклиналях и их соотношении с орогенными впадинами каледонид Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 128—136.
Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. — Тр. АН ТаджССР, 1958, т. 95.
Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника. 1977, № 1, с. 3—23; № 2, с. 3—24.
Казаринов В.П. На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 2, с. 5—32.
Калашникова И.М., Каракин А.В. Магницкий В.А. О горизонтальных и вертикальных перемещениях литосферы. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 9, с. 3—10.
Калугин П.И. Основные черты тектоники Копет-Дага. — Тр. Ин-та геол. АН ТССР, 1956, вып. 1.
Каляев Г.И. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и связь ее со складчатыми структурами. М.: Госгеолиздат, 1946.
Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М.: География, 1962.
Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104, № 33.
Кеонджян В.П., Монин А.С. Дрейф континентов и крупномасштабные смещения полюса Земли. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 11, с. 22—40.
Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
Книппер А.Л., Руженцев С.В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс. — В сб. "Разломы земной коры", М.: Наука, 1977, с. 8—19.
Копп М.Л. Об особенностях строения майкопской серии на Западном Копетдаге. —

Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 4, с. 93—101.

Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 94—107.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О расчленении "надакчагыльских конгломератов" Западного Копет-Дага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1969, № 3, с. 80—87.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О возрасте диагональных складок Западного Копетдага. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 11, с. 135—138.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части альпийского пояса. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11, с. 26—35.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копет-Дага и его предгорий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7, с. 59—69.

Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972.

Костенко Н.П., Макарова Н.В., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Фации подпруживания в долинах некоторых рек Тянь-Шаня и Памира. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1970, № 5, с. 106—110.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974.

Кравчинский А.Я. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977.

Красильников Б.Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М.: Наука, 1966.

Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия—раннего палеозоя Шпицбергена. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1973. (Тр. НИИГА; Т. 172).

Крайденков Г.П., Бузуруков Д.Д. О предшурысайском размыве и олигоценовой трансгрессии в Таджикской депрессии и ее горном обрамлении. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, с. 174—182.

Кренке А.Н. Существующие представления о быстрых подвижках ледников. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1974, с. 274—288.

Кропоткин П.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая характеристика движений земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 72—96.

Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 3—18.

Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 30—46.

Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 12—31.

Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Глубинные разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 311—314.

Кунин Н.Я., Сардонников Н.М. Глобальная цикличность тектонических движений. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 3, с. 5—27.

Курбанов М. Изучение движений земной коры на Ашхабадском геофизическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968, № 4, с. 145—154.

Кучай В.К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 91—105.

Левен Э.Я., Пашков Б.Р., Мирзод С.Х. Пермские отложения Афганистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 5, с. 8—27.

Леонов М.Г. Верхнезоценовый дикий флиш Альпийского пояса. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 6, 12. Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М.: Наука, 1972а, с. 11—19.

Леонов М.Г. Флиш — образование подводного склона. — Литол. и полезн. ископ., 1972б, № 2, с. 44—54.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).

Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 26—39.

Леонов М.Г. Олистостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.

Леонов М.Г., Соколов С.Д., Щерба И.Г. Олистостромы Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М.: 1978. 32 с.

Леонов Ю.Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 31—38.

Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. — Геотектоника, 1972, № 2, с. 3—14.

Леонов Ю.Г. О некоторых методических предпосылках корреляции тектонических движений. — Геотектоника, 1976а, № 6, с. 3—14.

Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976б.

Леонов Ю.Г. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах. — В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 89—103.

Леонов Ю.Г., Мазарович О.А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 45—59.

Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. Совещание рабочей группы проекта 107 МПГК. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 125—126.

Личков Б.Л. К основам современной теории Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

Логачев Н.А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974а, т. I.

Логачев Н.А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны. — Геотектоника, 1974б, № 3, с. 74—93.

Лозиев В.П. Об антропогеновых отложениях в междуречье Вахша и Кафирнигана. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1972, № 4, с. 16—20.

Лозиев В.П. К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии (на примере Кафирниганского антиклинория). — Геотектоника, 1975, № 4, с. 54—70.

Лозиев В.П., Лим С.С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. — Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, № 5, с. 39—40.

Лоскутов В.В., Меламед Я.Р., Раджиев А. и др. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1965, т. 8, № 4, с. 28—30.

Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 73—80.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136).

Лукьянов А.В. К вопросу о динамике и энергетике образования тектонических покровов. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, вып. 2. Вопросы динамики эндогенных процессов, с. 22—24.

Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. — Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 4, с. 40—49.

Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Недра, 1972а, т. V, с. 15—24.

Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Отражение неоднородностей герцинского поля напряжений Северного Прибалхашья в его тектонике. — В сб. "Внутренняя геодинамика", вып. 2. Л., 1972, с. 18—21.

Лукьянов В.С. Технические расчеты на гидравлических приборах Лукьянова. М.: Трансжелдориздат, 1937.

Лукьянов В.С. Метод гидравлических аналогий как средство исследований и расчетов. — В кн.: Труды Научно-технического совещания по вопросам строительства и эксплуатации горных предприятий на месторождениях полезных ископаемых со сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями. М.: Углетехиздат, 1959.

Лучинин И.Л. Некоторые новые данные о полицикличности развития Уральского подвижного пояса. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 927—930.

Мазарович А.Н. О ритме в истории Земли. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, т. 18, вып. 5/6, с. 4—23.

Мазарович О.А. Геология девонских моласс В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Недра, 1976, т. 15.

Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1971, № 2, с. 3—17.

Макаров В.И., Расцветаев Л.М. Условия формирования новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 3. 137 с.

Мейен С.В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. — Геотектоника, 1969, № 5, с. 3—16.

Меламед Я.Р. Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Южного Таджикистана. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1966, № 5, с. 10—20.

Меламед В.Г. Количественное исследование тепло- и массообмена в горных породах при протекании в них фазовых переходов: Автореф. дис. . . . докт. физ.-мат. наук. М., 1976.

Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А. и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 3—17.

Мерклин Р.Л. Горизонты средне- и верхнеолигоценовых отложений Юга СССР. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 2, с. 420—423.

Мерклин Р.Л., Столяров А.С. О соленовском горизонте Западного Копет-Дага. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 5, с. 61—68.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.

Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое. — Геотектоника, 1978а, № 6, с. 3—16.

Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое. — Природа, 1978б, № 7, с. 22—34.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерк региональной геологии Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклинория. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 179—365.

Минакова Н.Е. Палеогеновые отложения. — В кн.: Стратиграфия Узбекской ССР. Ташкент, 1966, кн. 2, с. 60—75.

Миронова Л.В., Сукачева М.П. О возрасте котурской и торымбеурской свит палеогена Западного Копет-Дага и Малого Балхана. — Тр./ВСЕГЕИ, 1961, т. 46, с. 254—260.

Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М. Девонские грабенообразные прогибы платформенной части Башкирии. — Докл. АН СССР, 1976, т. 164, № 3, с. 640—643.

Московски Ст., Шопов Вл. Стратиграфия на палеогена и свързенте с него реседиментационни явления (олистостроми) в областта Пиянец, Кюстендилеско. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН, 1965, т. 14.

Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 6—28.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268.)

Муди Д., Хилл М. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960, с. 265—333.

Мурашов Л.Г. Мокин Ю.И. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген. — В кн.: Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976, с. 78—91.

Мурджяну Г., Патрулиус Д., Токоржеску М. и др. Гид экскурсий "Восточные Карпаты". — Тр. Карпато-Балкан. геол. ассоциации. V конгресс, Бухарест, 1961.

Мушкетов Д.И. Региональная геотектоника. М.: ОНТИ, 1935.

Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — Геотектоника, 1967, № 4, с. 15—26.

Начев И., Сапунов И., Стефанов Ю. Котленската олистостромна свита в изотчната част на Балканидите. — Списание Бълг. геол. дружества, 1967, год. 28, кн. 3.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых—нижнеплейстоценовых отложений Юга СССР. — В кн.: Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976, с. 101—119.

Николаев П.Н. К вопросу о механизме деформаций земной коры и верхней мантии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 1, с. 26—43.

Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978а, № 5, с. 47—58.

Николаев П.Н. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры Альпийской складчатой области. — Там же, 1978б, № 11, с. 65—76.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.

Никонов А.А., Пеньков А.В. К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 14—29.

Никонов А.А., Пенькова А.М., Пеньков А.В. Новые данные по верхнеплиоценовым отложениям Дарваза (Таджикистан). — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3, с. 661—664.

Никонов А.А., Пеньков А.В., Трофимов Б.А. и др. Новые данные по геологии и фауне млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена Таджикистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, № 6, с. 146—147.

Новая глобальная тектоника. (Тектоника плит): Сб. статей. Пер. с англ. М.: Мир, 1974.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М.: ИЛ, 1960.

Палеоген Туркмении (биостратиграфическое расчленение и корреляция). Ашхабад: Ылым, 1975.

Патрулиус Д., Попеску Гр. Фация дикого флиша и клиппены осадочного происхождения в Буковине и Марамуреше. — В кн.: Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, № 1, с. 113—117.

Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72.

Пейве А.В. Проблемы современной тектоники. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 3—14.

Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—23.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 11. Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 156—170.

Пейве А.В., Кропоткин П.Н. Новый подход к изучению напряжений в земной коре. — В кн.: Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М.: Наука, 1973, с. 5—11.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.

Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 33—43.

Пенькова А.М., Пеньков А.В. Опыт накопления характеристики палинологических и палеомагнитных реперов в неогеновых толщах юго-западного Таджикистана. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1973, с. 192—200. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 142. Тадж. отд. Сб. 5.)

Пистрак Р.М., Галицкий И.В., Пашкевич Е.И. и др. Отражение разломов фундамента в пермской структуре Днепровско-Донецкой впадины. Геотектоника, № 4, 1967.

Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.

Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.

Погребецкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра.

Ленингр. отд-ние, 1971. (Тр. НИИГА; Т. 166).

Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954. Ч. 1; 1956. Ч. 2.

Попов Г.И. Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1961.

Пронин А.А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1969а.

Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1969б.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971.

Пущаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.

Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Растворова В.А. Новейшая тектоника Юго-Западной Туркмении. — Сов. геол., 1958, № 6, с. 74—101.

Расцветаев Л.М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 93—108.

Расцветаев Л.М. Основные черты строения молассовой формации Копет-Дага. — Докл. АН СССР, 1969а, т. 186, № 1, с. 162—165.

Расцветаев Л.М. Опыт палеодинамического анализа Келатской антиклинали (Восточный Копет-Даг). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969б, вып. 2, с. 40—59.

Расцветаев Л.М. Тектодинамическая характеристика новейшей структуры Южной Туркмении и смежных областей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 4, с. 156—157.

Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копет-Дага. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3, с. 35—70.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 5, с. 50—107.

Расцветаев Л.М. О геологической природе линеаментов, выявляемых на космических изображениях Земли (на примере Кавказа). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 12, с. 58—66.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., Наука, 1977, с. 95—113.

Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. О сейсмотектонических разрывах Центрального Копет-Дага. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭстССР, 1965, № 2, с. 183—190.

Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1976.

Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Наука, 1968.

Ржевский Ю.С., Храмов А.Н., Назаров Х. Палеомагнитная оценка масштабов и характера горизонтальных тектонических движений на Юге СССР. — В кн.: Материалы 9-й конференции по вопросам постоянного и геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма (Сентябрь, 1973). Баку, 1973, ч. 3. Палеомагнетизм, с. 131—132.

Ржонсницкая М.А. Основные проблемы стратиграфии нижнего и среднего девона. — В кн.: Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973, с. 15—27. (Тр. Международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона.)

Розыева Т.Р., Лаптева Т.М. Схема стратиграфии миоценовых и пограничных с ними слоев олигоцена Туркмении. — В кн.: Вопросы биостратиграфии и геологии полезных ископаемых Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1973, с. 72—97.

Розыева Т.Р., Узаков О. Стратиграфия, фации и фауна нижне- и среднемиоценовых отложений Копет-Дага и Предкопетдагской впадины. — Тр. Ин-та геол. АН ТССР, 1962, т. 4, с. 5—48.

Розыева Т.Р., Узаков О. Стратиграфия верхнего миоцена Центрального, Западного Копет-Дага и Прикопетдагской впадины. — В кн.: Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад, 1965, вып. 2, с. 88—99.

Романовский О.И. Динамика формирования флиша. Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1976.

Рубинштейн М.М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 35—49.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 192. М., 1968. 136 с.

Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 98 с.

Рустанович Д.Н. К вопросу о механизме Ашхабадского землетрясения 1948 г. по материалам геофизических исследований. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 1, с. 86—89.

Рухин Л.Б. О закономерностях в расположении складчатых зон на земной поверхности. — Проблемы сов. геол., 1938, № 2, с. 96—124.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962.

Савельев А.А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М.: Наука, 1977.

Синицын Н.М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1948, т. 80, № 1, с. 49—60.

Скарятин В.Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 7, с. 34—50.

Скарятин В.Д., Атанесян С.В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евра-

зии. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11, с. 135—148.

Скобелев С.Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра I. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 105—119.

Смирнов Г.А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 29—37.

Смирнов Л.Н., Ибрагимов М.С. Неоген Юго-Восточного Туркменистана. — В кн.: Вопросы геологии Туркмении. Ашахабад: Туркменгиздат, 1965, с. 121—137.

Соболева О.В. Особенности направления осей главных напряжений в очагах землетрясений Гиндукуша. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1968, № 1, с. 71—78.

Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М,, 1975.

Солун В.И. Некоторые вопросы стратиграфии третичных отложений Таджикской депрессии. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1959, вып. 10, с. 208—219.

Сонин И.И. Анализ разрывной тектоники Центрального Афганистана по результатам наземных аэро- и космических исследований. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11, с. 90—98.

Степанов В.В. Деформированное состояние западной части Внешней зоны Памиро-Куэнь-Луня: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1977.

Стовас Г.М. Пространственные закономерности линейных тектонических структур и возможные их причины: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Киев, 1975.

Стовас М.В. Некоторые вопросы тектогенеза. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 222—274.

Стовас М.В. Избранные труды. Москва; Днепропетровск: Недра, 1975. Ч. 1.

Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. (ТР./ГИН АН СССР; Вып. 179).

Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973.

Суворов А.И. Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1154—1157.

Суворов А.И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар). — Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.

Судо М.М. Актепинские слои Центрального Копет-Дага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим.и геол. наук, 1967, № 2, с. 89—92.

Судо М.М. Соотношение аналогов байгубекского горизонта Юго-Восточной Туркмении и нижнего миоцена Центрального и Гяурского Копет-Дага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, 1968, № 6, с. 103—106.

Судо М.М. Олигоцен, нижний и средний миоцен Туркменистана: Автореф. дис. докт. геол.-минер. наук. М.; 1970.

Тектоника Евразии. М.: Наука, 1964.

Тихонов А.Н. Зеркала скольжения центральной и восточной части Горного Крыма, их распространение и использование при тектодинамическом анализе. — В кн.: Сб. научного студенческого общества геологического факультета МГУ, № 9, 1973, с. 21—23.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 27—31.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 27—37. (Тр. МОИП; Т. 16).

Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1977. Т. 1.

Трифонов В.Г. Об импульсивном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования. — Геотектоника, 1971, № 4, с. 65—68.

Трифонов В.Г. Современные дислокации юга Туркмении. — В кн.: Сейсмотектоника Альпийского складчатого пояса Юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М.: Сов. радио, 1974, с. 68—77.

Трифонов В.Г. Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копет-Дага). — В кн.: Исследование природной среды космическими методами. Геология и геоморфология. М.: 1976а, т. 5, с. 103—113.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976б, № 11, с. 54—64.

Трифонов В.Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения). — Геотектоника, 1976в, № 2, с. 73—86.

Трубихин В.М. Стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 301.)

Узаков О. Биостратиграфическое расчленение верхнего миоцена Западного и Центрального Копет-Дага. — Изв. Ан ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, 1966, № 2, с. 90—99.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.

Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 10).

Фрейндлих Г. Тиксотропия. Л.; М., 1939.

Фридман Я.Б. Закономерности разрушения твердых тел применительно к задачам тектонофизики. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 67—77.

Хаин В.Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6, с. 15—31.

Хаин В.Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 13—28.

Хаин В.Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени — проблемы прерывистости—непрерывности, цикличности—направленности. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геол., 1971, № 4, с. 3—22.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.

Хаин В.Е. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.

Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4.

Хворова И.В. О происхождении флиша. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 5, с. 3—21.

Херасков Н.Н. Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрывных нарушений в Западном Саяне и Туве. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 52—66.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 91).

Храмов А.Н. Палеомагнетизм и проблемы геодинамики. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 11, с. 68—84.

Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971.

Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев: Изд-во АН УССР, 1963.

Чебаненко И.И. Проблема складчатых поясов земной коры (в свете блоковй тектоники). — Киев: Наукова думка, 1964.

Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наукова думка, 1977.

Чельцов Ю.Г. Биостратиграфия акчагыльских отложений Копет-Дага. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 10, с. 30—42.

Шаблинская Н.В. Новые данные о глобальной сетке разломов на платформах. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1159—1162.

Шатский Н.С. О неокатастрофизме. — Пробл. сов. геол., 1937, № 7, с. 532—551.

Шатский Н.С. Орогенические фазы и складчатости. — В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса СССР. 1937. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2, с. 329—330.

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1, с. 15—53.

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5, с. 5—19.

Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2.

Шевченко В.И. Роль чешуйчатых надвигов в структуре Центрального Кавказа. Сов. геол., 1973, № 5, с. 117—124.

Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 3—21.

Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 11, с. 22—36.

Штауб Р. Механизм движений земной коры. М.: ГОНТИ, 1938.

Штилле Г. Введение в геологическое строение Америки. — Избр. тр. М.: Мир, 1964а, с. 202—273.

Штилле Г. Замечания к статье Дж. Гиллули "Распределение горообразования в геологическое время". — Там же, 1964б, с. 669—680.

Штилле Г. Еще раз к вопросу об эпизодичности и одновременности орогенических процессов. — Там же, 1964в, с. 681—685.

Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы. — Там же, 1964г, с. 602—625.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — Зап. Всесоюз. геогр. о-ва, 1948, т. 3.

Шульц С.С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. — Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, 1958, вып. 1, с. 23—41.

Шульц С.С. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 3—18.

Шульц С.С. Планетарная трещиноватость (основные положения). — В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 5—37.

Шумский П.А. Ледники. — В кн.: Большая советская энциклопедия. 3-е изд. М., 1973, т. 14.

Щерба И.Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 47—108.

Щерба И.Г. Ализакская свита в разрезе позднекайнозойских моласс Афгано-Таджикской впадины. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1.

Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 125—133.

Якубов Д.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1976.

Янов Э.Н. О некоторых типах тектонических структур подвижных поясов. — Геотектоника, 1969, № 2, с. 27—39.

Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 3—48.

Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.

Ятченко Л.Д. О верхнем сармате Западного Копет-Дага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1969, № 1, с. 116—118.

Allen C.R. The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. — In: Proceedings of Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1968. vol. 11, p. 70–82.

Allen C.R. Geological Criteria for Evaluating Seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 8, p. 1041–1057.

Allen C.R., Smith S.W. Pre-earthquake and post-earthquake surfacial displacements. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, vol. 56, N 4, p. 966–967.

Ambraseys N.N. Value of historical records of earthquakes. — Nature, 1971, vol. 232, p. 375–379.

Babin C., Cavet P., Lardeux H. Et al. Le Dévonien du massif Armoricain. — Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1972, N 15, p. 94–109.

Babin C., Chauvel S., Chauvel S.-S. et al. Le Paléozoique antécarbonifère de Bretagne (France). — Čas. mineral. a geol., 1968, t. 13, N 3, p. 261–278.

Bankwitz P., Bankwitz E. Einige Merkmale tektonischer Erdkrustenbewegungen im Hinblick auf rezente Bewegungen. — Geol. und geophys. Veröff., 1974, R. III, N 35, S. 110–118.

Beneo E. Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale). — Boll. Serv. geol. ital., 1958, vol. 79, fasc. 1/2, p. 35–49.

Birkenmajer K. Zagadnenia sedimentacji utworew fliszowych pieninskiego pasa skalkowego Polski. — Kwart. geol., 1963, t. 5.

Bordea S. Date noi stratigrafica si tectonice in zona Grohottomnates (Muntii Metaliferi). — In: Dari de Seama ale sedintelor. Bucuresti, 1972, t. 57, p. 82–97.

Boucot A.J., Dunkle D.H., Potter A. et al. Middle Devonian orogeny in western North America?: a fish and other fossils. — J. Geol., 1972, vol. 82, N 6, p. 691–708.

Brause H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A, 1970, Bd. 15, N 3, S. 327–367.

Broquet P., Caire A., Mascle G. Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sciani). — Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1966, t. 8, p. 76–86.

Burford R.O., Allen S.S., Lamson R.J., Goodreau D.D. Accelerated fault creep along the Central San Andreas fault after moderate earthquakes during 1971–1973. — In: Proceedings of Conference on Tectonic Problems of San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol., Sci., 1973, vol. 13, p. 268–274.

Carte géologique de la RSR: Brasov, note explicative/Comité d'Etat pour la géologie. Inst. géol. Bucuresti, 1968a.

Carte géologique de la RSR: Toplita, note explicative/Comité d'Etat pour la géologie. Inst. géol. Bucuresti, 1968b.

Clarke S.H., Jr., Nilsen T.H. Displacement of the Eocene Strata and Implications for the history of offset along the San Andreas fault Central and Northern California. — In: Proceedings of Conference on Tectonic Problems of San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1973, vol. 13, p. 358–367.

Chenevoy M. Le Massif Central. — In: Géologie de la France. Paris: Doin, 1974, vol. 1, p. 162–228.

Chinnery M.A., Landers T.E. Evidence for earthquake triggering stress. — Nature, 1975, vol. 258, N 5535, p. 490–493.

Chlupáč I. Zur biofaziellen Charakteristik des Mittelböhemishen Devons. — In: 2. Intern. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze. Stuttgart, 1962, Symposiums-Band, S. 12–26.

Cogné S. Le Massif Armoricain. — In: Géologie de la France. Paris: Doin, 1974, vol. 1, p. 105–162.

Crowell J.C. Problems concerning the San Andreas fault system in Southern California. — In: Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1973, vol. 13, p. 125–135.

Dewey J.F., Pankhurst R.J. The evolution of the Scottisch caledonides in relation to their isotopic age pattern. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1970, vol. 68, N 11, p. 361–389.

Dodson M.H., Rex D.Ch. Potassium argon ages of states and phyllites from South-West England. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1970, vol. 126, part. 4, N 504, p. 465–500.

Dorn P. Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 1960.

Eller J.P. von, Sittler C. Les Vosges et le Fossé Rhénan. — In: Géologie de la France. Paris: Doin, 1974, vol. 1, p. 63–78.

Elter P., Trevisan L. Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines. — In: Gravity Tectonics. New York etc.: Wilex Intersci. Publs, 1973, p. 183–196.

Erben H.K. Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafazies des Devons. — In: 2. Intern. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze... Stuttgart, 1962, Symposiums-Band, S. 42–61.

Faul H., Stern T.W., Thomes H.H., Elmore P.Z. Ages of intrusion and metamorphism in the Notrhern Appalachians. — Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 1, p. 48–60.

Flores G. Discussion: 4th World Petrol. Congr., Rome, 1955.

Fourmarier P. Les déformations mineures des roches et les tectoniques superposées en Belgique et pays limitrophes. — In: Etages tectoniques. Paris, 1966, p. 211–227.

Franke D. Silur. Zum Problem der kaledonischen Gebirgsbildung. — In: Grundriss der Geologie der DDR. Berlin: Akad.-Verl., 1968, Bd. 1, S. 137–158.

Gaertner H.R. von. Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jahrb., 1951, Bd. 65, S. 410–450.

Gansser A. Ausseralpine Ophiolith probleme. — Eclog. geol. helv., 1959, vol. 52, N 2, p. 137–157.

Gayer R.A. Caledonian Geology of Arctic Norway. — Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, N 19, p. 471–481.

Gee D.G. A geotraverse through the Scandinavian caledonides — Östersund to Trondheim. — Sver. geol. unders. Ser. CNR 717, 1975, Årsb. 69, N 9, p. 1–66.

Geological Correlation: Report of the IGCP. Paris, 1978a, N 6.

Geological Correlation; Special Ussue. Paris, 1978b.

Geiger M. Die Unterlage der Zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat,

Bouchserhorn–Niesenalp und Klevenalp. – Eclog. geol. helv., 1956, vol. 49, N 2, p. 382–399.

Ghosh S.K., Ramberg H. Bucling experiments on intersecting fold patterns. – Tectonophysics, 1968, vol. 5, N 2, p.

Gigon W. Geologie des Habkerntales und Quellgebites der Grossen Emme. – Natur. Ges. Basel. Verh., 1952, Bd. 63, N 1, S. 137–160.

Gigot P. Sur la présence de klippes sédimentaires et de mégabrèches dans la partie basale des formations continentales d:âge éocène supérieur–oligocène de bassin tertiaire de Digne, dans la région de Volonne (Alpes de Haute-Provence). – Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sér. 2. Sect. 4, 1973, N 1, p. 17–25.

Gigot P., Haccard D. Nouvelles données sur l'origine des lambeaux exotiques de Gourbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence). Considérations morphotectoniques. – Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sér. 2. Sect. 1, 1972, N 3, p. 12–19.

Gilluly J. The distribution of mountain building in the geological time. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 60, N 4, 561–590.

Glennie K., Boeuf M., Hughes Clarke M. et al. Late Cretacious Nappes in Oman Mountains and their geologic evolution. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, N 1, p. 73–89.

Graciansky P.-Ch. Stratigraphie des unités superposées dans le Taurus licien et sa place dans l'arc dinarotaurique. – Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk., 1968, N 71, p. 51–55.

Graciansky P.-Ch. Le problème des "couloured melanges" à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). – Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1973, vol. 15, fasc. 5, p. 555–566.

Gussow W.C. The pre-Devonian unconformity in North America. – In: Intern. Geol. Congr., 21st Session. Rept. Copenhagen, 1960, part 19, p. 158–163.

Ham W.E., Wilson L.J. Paleozoic epeirogeny and orogeny in the Central United States. – Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, N 5, p. 364–407.

Hameurt J., Vidal Ph. Contribution de la géochimie isotopique du strontium à la connaissance du socle des Vosges. Les granites des Vosges moyennes. – Bull. Soc geol. France. Sér. 7, 1973, t. 15, N 3/4, p. 246–251.

Helmbold R. Contribution to the petrography of the Tanner graywacke. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 3, p. 301–314.

Henriksen N. Caledonian geology of Seoresty Sund Region, Central–East Greenland. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, N 19. Arctic geology, p. 470–452.

Hoedaemaeker Ph. Olistostromes and other delapsional deposits, their occurence in the region of Moratalla. – Scr. geol., 1973, 19 (Rejksmuseum van geologie en mineralogie, Leiden), p. 1–130.

Horny R. Die Entwicklung und Korrelation der nichtgraptolithischen Faunen des Silurs in Barandium. – In: 2. Intern. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze. Stuttgart, 1962, Symposiums-Band, S. 98–107.

Howard J.H. Recent deformation of the Cholame and Toft–Maricopa areas, California. – In: Proceedings of Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1968, vol. 11, p. 94–108.

Jacobacci A., Malferrari N., Martelli G., Perno U. Gli olistostromi di età pliocenica nel foglio 129 "Santa Fiora". – Boll. Serv. geol. ital., 1962, vol. 81, p. 49–68.

Jaeger H. Das Silur (Gotlandium) in Thüringen und am Östrand des Rheinischen Schiefergebirges (Kellerwald, Marburg, Giessen). – In: 2. Intern. Arbeitstagung über die Silur/Devon Grenze. Stuttgart, 1962, Symposiums-Band, S. 108–135.

Joly J. Surface History of the Earth. Oxford, 1930.

Kuenen Ph.H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. – Eclog. geol. helv., 1958, vol. 51, N 3, p. 91–127.

Kuenen Ph.H. Emplacement of flysch type Sand beds. – Sedimentology, 1967, vol. 9, p. 81–99.

La Marche V.C., Jr., Wallace R.E. Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas fault, Northern California. – Bull. Geol. Sci. Amer., 1972, vol. 83, N 9, p. 2665–2676.

Latynina L.A. On horizontal deformations at faults recorded by extensometers. – Tectonophysics, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 421–428.

Lukyanov A.V. External and internal causes of the cycles in some geological phenomena. – J. Interdiscipl. Cycle Res., 1972, vol. 3, N 3/4, p. 358.

Lyons J.B., Faul H. Isotope geochronology of the Northern Appalachians. – In: Studies of Appalachians Geology, Northern and Maritime. New York, 1968, p. 305–318.

Möbus G. Abris der Geologie des Harzes. Leipzig, 1966.

Mogi K. Active periods in the world'x chief seismic belts. – Tectonophysics, 1974, vol. 22, N 3/4, p. 265–282.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. – Sciense, 1975, vol. 189, p. 419–426.

Nason R.D. Fault Creep and Earthquakes on the San Andreas fault. – In: Proceedings of Conference on Tectonic Problems of San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1973, vol. 13, p. 275–285.

Niggli E. Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbilbung. – Fortsch. Miner., 1970, Bd. 47, S. 16–26.

Nilsen T.H. Devonian (old red sandstone) sedimentation and tectonics of Norway. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, N 19. Arct. Geol., p. 471–481.

Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. – Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, vol. 2, p. 1–38.

Pankhurst R.S. Rb-Sr whole-rock chronology of Caledonian events in Northeast Scotland. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, p. 245–350.

Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung. – Geol. Rdsch., 1961, Bd. 1, N 1, S. 122–139.

Pavoni N. Aktive Horizontalverschiebungszonen der Erdkruste. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und Ing., 1964, Bd. 31, N 80, S. 54–78.

Péneau J. Silurien supérieur et Dévonien inférieur dans le Sud-Est du Massif Armoricain. – In: 2. Intern. Arbeitstangung über die Silur/Devon

Grenze. Stuttgart, 1962, Symposiums-Band, S. 191–201.

Pevnev A.K., Guseva T.V., Odinev N.N., Saprykin G.V. Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien Shan. – Tectonophysics, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 429–438.

Pilger A. Tektonik, Magmatismus und Vererzung. – Z. Dtsch. geol. Ges., 1952, Bd. 104, S. 198–218.

Pomerol Ch. Le bassin de Paris. – In: Géologie de la France. Paris: Doin, 1974, vol. 1, p. 230–258.

Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Liège, 1954.

Radelli L. Sur la tectonique de la chaîne anatolienne de Bitlis. – In: Tectonique de l'Afrique. Paris, 1971, p. 131–139. (Sci. de la Terre, UNESCO.)

Rech-Frollo M. Le Cénomanien à blocs exotiques nord-pyrénéen et le Wildflysch des Préalpes suisses. – Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1959a, t. 1, N 8, p. 809–816.

Rech-Frollo M. Paléo-océanographie du Cénomanien nord-pyrénéen à blocs exotiques. – C. r. Acad. sci., 1959b, t. 249, N 23, p. 832–843.

Rutten L.M.P. Frequency and periodicity of orogenic movements. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 9, p. 1755–1770.

Saemundsson K. Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjornex fracture zone. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 4, p. 495–504.

Schardt H. Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses: (Préalpes du Chablé et du Stockhorn et les Klippes). – Bull. Soc. vaud. sci. natur., 1898, t. 34, N 128, p. 114–219.

Schwab M. Beiträge zur Tektonik der Rhenoherzynischen Zone im Unterharz. – Jahrb. Geol., 1976, Bd. 5/6, S. 9–107.

Schwan W. Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit. – In: Geotektonik: Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart, 1956, S. 272–288.

Schwan W. Zeitlichkeit von Orogenese und Plattentektonik. – Clausthal. Geol. Abh., 1974, 17 (1973), S. 1–67.

Siedlecka A., Siedlecki S. A contribution to the geology of the Downtonian sedimentary rocks of Hitra. – Norg. geol. unders., 1972, N 275, p. 1–28.

Skevington D. Palaeontological evidence bearing on the age of Dalradian deformation and metamorphism in Ireland and Scotland. – Scot. J. Geol., 1972, vol. 7, N 3, p. 285–288.

Sloss L.L. Tectonic cycles of the North American craton: Symposium on Cyclic Sedimentation. – Bull. Geol. Surv. Kansas, 1963, vol. 169, p. 241–269.

Soder P. Geologische Untersuchungen der Schrattenfluh und des südlich anschlissenden Teiles der Habkern-Mulde (kt. Luzern) – Eclog. geol. helv., 1949, vol. 42, p. 338–367.

Stefănescu M., Zamfirescu M. Iviri noi de vraconian–cenomanian in zona conglomeratelor de Ciucas-Zăganu. – Stud. şi cerc. geogr., geofiz., geol. Ser geol., 1964, t. 9, N 1, p. 72–86.

Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Verl. von G. Borntraeger, 1924.

Strand T., Kulling O. Scandinavian caledonides. New York; London: Wiley-Interscі., 1972.

Tectonique de l'Afrique. Paris, 1971. (Sci. de la Terre, 6, UNESCO).

Tercier J. Le flysch dans la sédimentation alpine. – Eclog. géol. helv., 1947, vol. 40, N 2, p. 128–150.

Trümpy R. The timing of orogenic events in the Central Alps. – In: Gravity Tectonics. New York etc.: Wiley-Interscі. Publs, 1973.

Vialette V. Age des granites du Massif Central. – Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1973, t. 15, N 3/4, p. 260–269.

Vidal Ph. Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricain. – Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1973, t. 15, N 3/4, p. 239–245.

Walker G.P.L. Zeclite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. – J. Geol., 1960, vol. 68, N 5, p. 515–528.

Walker G.P.L. Evidence of crustal drift from Icelandic geology. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1965, vol. 258, p. 199–204.

Wallace R.E. Earthquake of August 19, 1966, Varto area, East Turkey. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968a, vol. 58, N 1, p. 11–45.

Wallace R.E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault southern Coast Ranges, California. – In: Proceedings of the Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford: Univ. Publ. Geol. Sci., 1968b, vol. 11, p. 6–20.

Wallace R.E. Earthquake reccurence intervals on the San Andreas fault. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 10, p. 2875–2890.

Waterlot G. L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens. – Bull. Soc. géol. France. Sér. 5, 1945, t. 15, p. 3–4.

Wellman H. Active wrench faults of Iran, Afganistan and Pakistan. – Geol. Rdsch., 1966, Bd. 55, N 3, S. 716–735.

Wilson H. Late cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics and ophiolite emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, vol. 53, N 3, p. 64–89.

RESUME

The book concerns some results of the investigation on the problem "Global correlation of geological phenomena", carried out at the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. The investigation is a part of the work on the IGCP Project 107 "Global correlation of epochs of tectogenesis". Problems of correlation of various forms of tectonic activity are discussed with two objectives in view: 1) to show methods of correlation, 2) to analyse different data from the standpoint of the existence of simultaneous global tectonic events.

Chapter I considers the most general problems of correlation of tectonic phenomena. Having dealt with two contrary tectogenetic concepts: a global concept (the leading role is attributed to global processes) and a regional one (the tectogenesis is of regional character, global phases/epochs of folding not existing), the authors came to the conclusion that a synthetic approach is more competent, accepting the existence of both global and regional processes. The first kind regulates the main events of the tectonic history on a global scale; the second, varieties of tectonic regimes and non-synchroneity of movements. Orogenic events, such as phases and epochs of tectogenesis, are interpreted as epochs of intense tectonic and magmatic activity, therefore they cannot be distinguished only on the basis of the analysis of unconformities, but a wider range of phenomena must be taken into account, such as different kinds of uplift and deformation (synsedimentary inclusive), changes in rock associations, volcanism, intrusive magmatism, metamorphism, etc. Duration of these events is made up of duration of their regional manifestations and can be fairly long, because time of movements in different regions may slightly differ. Study of global movements comprises two stages: 1) regional analysis of history of development of regions under review, 2) interregional correlation.

Modelling of geological processes (Chapter II) shows that there are physical-geological systems of auto-oscillation character, capable of generating their own oscillations. These systems transform a regular energy or substance flow passing through them into a pulsatory one, producing rhythmic geological structures. In magmatic process auto-oscillations originate under zonal melting of the lithosphere, under crystallization of non-eutectic magma reservoirs; in a sedimentary process, in the course of transportation and temporary accumulation of sedimentary lenses in marginal parts of sedimentation basins; in deformation process, under increasing stress exceeding strength of deformed rocks. Physical nature of oscillation generation in the cited examples is characterized by abrupt qualitative changes of physical properties of rocks as soon as a certain amount of energy (or substance) is accumulated. This results in rapid dumping of the accumulated energy (substance), the system acquiring its original (non-excited) state and pulsations being produced. Oscillation periods vary in different systems from several to many million years. In global correlation one should differentiate: a) rhythmicity of events due to external, relative to the studied, process, causes (cosmic, earthly), b) rhythmicity dealt with above, due to intrinsic features of the process itself. Propagation of the latter (b) depends on the dimensions of the system. As a rule such systems are not global, though global autooscillation systems are possible.

The existence of global orogenic events (epochs of tectogenesis) is illustrated by Late Silurian and Devonian history of different tectonic (paleotectonic) units of

the Globe (Chapter III). Late Silurian-Devonian mountainbuilding areas (i.e. the Caledonide territory) are dealt with, as well as cratons and geosynclinal areas (illustrated by the European Variscides).

In the orogenic history of most of the Caledonian fold belts boundaries are recognized by unconformities, stratigraphic breaks, changes in tectonic regime and by other indications of intense tectonic (orogenic) activity. In each area taken separately these outbursts of activity may be considered as regional phases of tectogenesis. But in interregional correlation they appear more important: regional phases are distributed in time not at random, but concentrated in three separate time intervals considered as epochs of tectogenesis that are general, but not regional. The following epochs of tectogenesis are recognized: Late Caledonian (the end of Silurian – beginning of Devonian), Telbess (the end of Early Devonian – Eifelian), Reussic (the end of Middle – beginning of Late Devonian). The first two are most pronounced.

Tectonic movements and magmatism of these epochs of tectogenesis are recorded also within many cratons (predominantly of the Northern Hemisphere) and within Variscan geosynclinal (mobile) belts. All this permits to consider epochs of tectogenesis as global events, in accordance with the definition of global events as worded in Chapter I. Duration of epochs of tectogenesis is estimated (very roughly) at 5–10 m.y. They are the shortest events that at the present accuracy of stratigraphic methods and interregional correlation can be distinguished on a global scale. Epochs of tectogenesis are complex events: they correspond to stages of general intensification of endogenous activity which may assume different forms in different regions (deformation, uplift, change in tectonic regime, intrusive magmatism, volcanism, metamorphism). Forms of their manifestation vary owing to global tectonic impulses responsible for epochs of tectogenesis being superposed on different regional peculiarities and development regimes.

Correlation of some kinds of tectonic phenomena and events is discussed in Chapter IV. The analysis is based on regional examples and, hence, it is of no global value; though it illustrates a method of correlation that can be applied studying global events.

The objective of correlation of deformations in fold belts is to find out time correlation among deformations beginning in different parts of a fold belt and in different fold belts. To solve this task a method of tectonic analysis is proposed, based on the study of regimes and styles of deformations. The deformation regime determines change of form of a reformed unit (a fold belt, zone or its part). The style of deformation shows a mode of the deformation (types of folds, faults). The analysis comprises the study of styles and regimes of the deformation and their sequence in different segments of a fold belt or in different fold belts (depending on the aim) and their comparison. Examples are cited of correlation of deformations within a fold belt (in the Tien-Shan Variscides, North European Caledonides) and correlation of deformation stages in different Paleozoic fold systems (Middle Asia, Northern Europe and North America).

On the basis of data on several regions of the USSR and Mongolia a possibility is demonstrated to distinguish and correlate stages of faulting and systems of faults.

The next division of the chapter is devoted to correlation of olistostrome complexes. In the Alpine–Himalaya belt studied as an example several stages of mass development of olistostrome associations are ascertained: Late Jurassic – Early Cretaceous, Mid-Cretaceous, Late Cretaceous – Paleocene (?), Late Eocene – Early Oligocene, Miocene – Quaternary (comprising several shorter phases). The overwhelming majority of olistostromes is a result of disintegration of nappes, the olistostromes being formed in the course of intense movement of the latter. Therefore the above-mentioned stages correspond to intense horizontal tectonic movements of the crust in the Alpine-Himalaya belt. Movements of different stages manifested themselves in different zones of the belt: in the middle of the Cretaceous, mainly in interior zones, they resulted in closing (often with allochtonous displacement of rocks) of geosynclinal troughs; in the Late Cretaceous, in exterior zones; in the Late Eocene –

Early Oligocene, in the outermost (mainly northern) parts of the belt; in the Miocene, mainly along the southern periphery of the belt. But on the whole, such impulses involved large segments of the belt (many hundreds and thousands km long) and affected different zones of the geosynclinal belt and margins of cratons.

Methods of structural-stratigraphic correlation to compare rhythm of tectonic movements and stages of development of molasse basins is dealt with on the basis of the Neogene history in southern Middle Asia. Correlation is based on tracing regional unconformities and tectonic cycles in cross-sections of one and the same basin and of different basins. In southern Turkmenia a series of six structural-stratigraphic complexes is recognized (each is usually represented by a lower, "transgressing", and upper, "regressing" series), separated by regional unconformites. The main units of this series can be observed also in the Tadjik basin. All this permits to affirm that there are similar rhythms of movements in these basins of different tectonic history and position and to distinguish six regional-stratigraphic complexes valid throughout southern Middle Asia: Uzekdag (Oligocene), Guiaur (uppermost Oligocene – Lower Miocene), Kelati (Middle-Upper Miocene), Boyadag (Lower-Middle Pliocene), Archman (Middle-Upper Pliocene), Kazanjik (uppermost Pliocene – Quaternary). Their separating unconformities are very similar to the Savic, Stirian, Attic, Rhodanian and Valachian phases of H. Stille.

The last division of Chapter IV is devoted to phases of increase and decrease of recent tectonic movements, that can be interpreted as oscillations of different frequency. The lower the frequence, the larger is the area involved in the movement, up to the whole Globe. It is suggested that the following movements be distinguished: a) disturbances accompanying major earthquakes and oscillations of creep velocity within separate active zones ($n-n10^2$ years' period); b) series of major earthquakes in long active zones up to entire mobile belts ($n10-n10^2$ years' period); c) episodes of increased and decreased movements in Late Qaternary times, involving mobile belts or theis major parts ($n10^3-n10^4$ years' period); d) Quaternary phases of expansion and contraction, simultaneous in different zones, e.g. in the Caspian segmeut the Alpides and in the Icelandian rift ($n10^5$ years' period); e) Neogene–Quaternary epochs of contraction and expansion, simultaneous in orogenic and rift belts ($n10^6$ years' period), probably representing global pulsations interfering with regional movements.

In Chaptes V tectonic conditions are analysed under which unconformities are formed. An idea is developed that correlation between uplift and formation of an unconformity may be complicated and equivocal. In the course of synsedimentary movements the increase of uplift rate does not result in the formation of an unconformity and affects only the composition and thickness of synchronous sediments.

The unconformity is a result of post-sedimentary uplift and denudation. But generally, the exact duration of an active tectonic phase cannot be ascertained, being, as a rule, shorter than the time of formation of the unconformity. Besides that, an idea is developed that planes of unconformity in areas of mountain building correspond to planation stages, that is to retardation of movement, while phases of intense movement are marked by intense sedimentation. The conclusion follows that non-synchroneity of unconformities in different regions is not necessarily indicative of non-synchronous phases of tectonic movements, since unconformities may be of different tectonic nature.

General regularities of structural pattern of the earth surface are discussed in Chapter VI. They are determined by the configuration of the geoid, by its spheroid-surface structure, as well as by major lateral heterogeneity of the tectonosphere (oceans and continents, stable platforms and mobile belts, global systems of faults, etc.). Regular distribution of global and minor structural units is due to: a) general dynamic, kinematic and rheological conditions of their formation, b) formation of systems of minor structural units, regularly oriented comparatively large (global) heterogeneities and structures, and c) existence of a network of tectonic dislocations ("zones of weakness") having originated long before and determining position and kinematics of subsequent deformations.

Late Alpine structural patterns of southwestern Eurasia within the southern USSR and adjacent areas are discussed. The leading part of meridional compression is ascertained; it is displayed as widely distributed diagonal shift-like shears, latitudinal compression zones and meridional extension structures (elements of other dynamic paragenesis being also present). Meridional compression structures are of different scale: from fine tectonic fissuring to transcontinental systems of shear (the Baltic–Iranian and Beludjistan–Siberian diagonal-shift systems), crumpling (the whole Alpine fold belt) and extension (the East-African rift system and its continuation in Europe).

Similar phenomena are characteristic of other segments of the continental lithosphere in central and southern Eurasia, northern and central America, etc. Therefore we may say that meridional ("Tethic") compression played an important part in the formation of Late Alpine structures in all the continents.

It seems that blocks of continental crust (at least at the orogenic stage of the Alpine cycle) were elastic-brittle bodies accumulating and relaxing elastic strain.

Having compared Late Alpine structural patterns of continents and oceans the following general geologo-mechanic principle can be formulated: oceans are areas of active flow of geological masses and of predominant development of kinematic paragenesis of sliding and extension structures, while continents are areas of active deformation and dinamometamorphis of rocks, with predominant development of dynamic paragenesis of shear and crumple structures.

Meridional compression and the resulting structural paragenesis may be attributed to centrifugal forces of rotation, manifested in the formation of the "equatorial bulge" of the geoid at the expense of general polar compression of the Globe and surface masses tending towards the equator. Latitudinal drift of lithosphere plates may be due to change in rotation velocity of the Globe, but in this case as well, meridional compression undoubtedly controls the movement.

Distribution of continents and oceans, mobile belts and stable areas, as well as shift systems depends on the rotation-conditioned shape of the Earth and its "crucial elements". "Crucial diagonals", i.e. major circles of deformation, are very important. They intersect along the minor equatorial axis of the geoid and are traces of intersection of global shear planes with the surface of the Earth. An important feature of the global structural pattern of the surface of the Earth is its quasi-symmetry determining (side by side with the equatorial symmetry) general monoclinal symmetry of the geoid.

If there exists common rhythm in the development of recent structures, displayed as regular alterating of global phases of intensification and decrease of the movement, it may be accepted that global tectonic processes are important factors controlling the general distribution and orientation of structural units on the surface of the Earth.

In conclusion in is pointed out that the analysed data corroborate a certain role of global processes in tectogenesis. These processes both determine regular distribution of tectonic structures and cause global orogenic events, such as epochs of tectogenesis.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение *(Ю.Г. Леонов)* 3

Глава первая

Общие вопросы изучения глобальных тектонических процессов. *(Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин)* 6
Глобальная и региональная концепции в геотектонике 6
Подход к выделению глобальных орогенических событий 11
Оценка глобальности тектонических событий 12
Признаки, лежащие в основе выделения орогенических событий 14
Продолжительность орогенических событий 18
Вопросы терминологии 21

Главая вторая

Моделирование систем, имеющих циклическое развитие *(А.В. Лукьянов)* 23
Колебательные системы, возникающие в ходе магматического процесса 24
Колебательные системы, возникающие в ходе осадочного процесса 27
Колебательные системы, возникающие при деформации горных пород 30
Заключительные замечания 32

Глава третья

Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза *(Ю.Г. Леонов)* 33
Орогенные периоды 34
Эпохи тектогенеза (на примере силура—девона) 36
Орогенные области девона на территории каледонских складчатых областей, консолидированных в раннем палеозое—силуре 37
Эпохи тектогенеза в орогенных областях 47
Наиболее поздние каледонские складчатые области, консолидированные в среднем девоне 51
Варисские геосинклинальные области 54
Реногерцинская зона 55
Саксотюрингская зона 60
Центрально-Арморикансная зона 62
Пояс центральных поднятий 63
Заключительные замечания 67
Древние платформы 67
Заключение 70

Глава четвертая

Корреляция разных форм проявления тектонической активности 72
Корреляция стадий и этапов деформации складчатых областей. *(В.С. Буртман)* 72
Метод 72
Корреляция складчатых деформаций в Нуратинском и Алайском районах варисского Тянь-Шаня 77
Корреляция стадий и этапов деформации в каледонидах Британских островов и Скандинавии 78
Корреляция этапов деформации палеозойских складчатых систем Средней Азии, Европы и Северной Америки 82
Межрегиональная корреляция движений по разломам. *(А.И. Суворов)* 85
Методы возрастной корреляции разломов 85
Сопоставление разнородных разломов 90
Шкала активности разнородных разломов 93
Заключение 95
Олистостромы и корреляция фаз тектонической активности (на примере Альпийско-Гималайского складчатого пояса) *(М.Г. Леонов)* 96

Этапы образования олистостромов Альпийско-Гималайского складчатого пояса . . . 97
Позднеэоценовый этап олистостромообразования . . . 97
Среднемеловой этап олистостромообразования . . . 102
Типы олистостромов и их пространственное распределение . . . 105
Генезис олистостромов . . . 106
Заключение . . . 110
Структурно-стратиграфическая корреляция этапов накопления и деформации моласс (на примере юга Средней Азии). *(Л.М. Расцветаев, И.Г. Щерба)* . . . 111
Общая характеристика альпийских моласс Копетдага и смежных областей Южной Туркмении . . . 112
Общая характеристика альпийских моласс Придарвазья и смежных областей Таджикской депрессии . . . 122
Структурно-стратиграфическое расчленение кайнозойских моласс Таджикской депрессии и их корреляция с молассовыми комплексами Южного Туркменистана . . . 129
Заключение . . . 132
Кратковременные колебания тектонической активности в современных подвижных поясах *(В.Г. Трифонов)* . . . 133
Микроимпульсы . . . 133
Более длительные колебания тектонической активности . . . 135
Заключение . . . 138

Глава пятая

Несогласия и фазы активизации тектонических движений (к палеотектонической интерпретации несогласий) *(В.И. Макаров)* . . . 139

Глава шестая

Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация *(Л.М. Расцветаев)* . . . 145
Закономерное расположение крупнейших структурных элементов и форм рельефа на поверхности Земли . . . 145
Общие черты строения геоида . . . 145
Особенности конфигурации и размещения океанов и материков ("географические гомологии") . . . 147
Распределение крупнейших структур материковой и океанической литосферы . . . 149
Режим вращения Земли как возможный регулятор глобального структурного рисунка 152
Планетарная трещиноватость и поле упругих напряжений литосферы . . . 156
Особенности проявления и исследования планетарной трещиноватости в структурах разного ранга . . . 156
Общие особенности планетарной трещиноватости . . . 159
Планетарная трещиноватость как отражение глобального поля упругих напряжений . . 161
Консерватизм и изменчивость в развитии планетарной трещиноватости . . . 162
Парагенетический анализ как метод изучения закономерных сочетаний структурных форм 164
Тектодинамическая и кинематическая интерпретация структурных рисунков центральной части Альпийского орогенного пояса и смежных областей Юго-Западной Евразии . . . 170
Главнейшие зоны концентрации позднеальпийских деформаций и их характеристика 179
Парагенезисы структур, структурные рисунки и тектонические напряжения позднеальпийского времени . . . 182
Основные итоги парагенетического анализа альпийских структур Юго-Западной Евразии . . . 191
Некоторые соображения о глобальном механизме тектонических деформаций как причине закономерного расположения структур . . . 195

Заключение *(Ю.Г. Леонов)* . . . 198

Литература . . . 201

Résumé . . . 213

CONTENTS

Introduction. *(Yu.G. Leonov)* 3

Chapter I

General problems on study of global tectonic processes *(Yu.G. Leonov, V.E. Khain)* 6
Global and regional concepts in geotectonics 6
Approach to distinguishing of global orogenic events 11
Estimation of global distribution 12
Indications serving as the basis for distinguishing of orogenetic events 14
Duration of orogenetic events 18
Problems of terminology 21

Chapter II

Modelling of systems with cyclic development. *(A.V. Lukyanov)* 23
Oscillatory systems appearing during magmatic processes 24
Oscillatory systems appearing during sedimentary processes 27
Oscillatory systems appearing during deformation of rocks 30
Conclusions 32

Chapter III

Global orogenic events: mountain-building periods and epochs of tectogenesis *(Yu.G. Leonov)*
Mountain-building periods 33
Epochs of tectogenesis (on example of the Silurian–Devonian) 34
Devonian mountain-building areas within Caledonides consolidated in the Early Paleozoic– 36
Silurian 37
Epochs of tectogenesis in mountain-building areas 47
The latest Caledonides, consolidated in the Middle Devonian 51
Variscian geosynclinal areas 54
Renhercynian zone 55
Saksothuringian zone 60
Central Armorican zone 62
Belt of central uplifts 63
Final comments 67
Cratons 67
Conclusions 70

Chapter IV

Correlation of different forms of tectonic activity 72

Correlation of stages and epochs of deformation of folded areas. *(V.S. Burtman)* 72
Methods 72
Correlation of folding deformations in Nuratinsk and Alaisk regions of the Variscan Tien-Shan 77
Correlation of stages and epochs of deformation in Caledonides in the British Isles and Scandinavia 78
Correlation between stages of deformation of Paleozoic foldbelts of Central Asia, Europe and North America 82
Interregional correlation of fault-movements (A.I. Suvorov) 85
Methods for age correlation of faults 85
Correlation of heterogenous faults 90
Scale of activity of heterogenous faults 93
Conclusions 95
Olisostromes and correlation of phases of tectonic activity (on example of Alpine–Himalayan foldbelt) *(M.G. Leonov)* 96
Formation stages of olistostromes of the Alpine–Himalayan foldbelt 97

Late Eocene stage of olistostrome formation 97
Middle Cretaceous stage of olistostrome formation 102
Types of olistostromes and their spatial distribution 105
Olistostrome genesis 106
Conclusions 110
Stratigraphic-structural correlation between stages of accumulation and deformation of molasse (on example of the South of Central Asia) *(L.M. Rastsvetaev, I.G. Shcherba)* 111
General description of alpine molasse of Kopet-dag and adjacent regions of South Turkmenia 112
General description of alpine molasses of the Darvasian region and adjacent regions of Tadjik basin 122
Stratigraphic-structural subdivision of Cenozoic molasses of the Tadjik basin and their correlation with molasse complexes of the South Turkmenistan 129
Conclusions 132
Short-lived fluctuations of tectonic activity in recent mobile belts *(V.G. Trifonov)* 133
Microimpulses 133
More long fluctuations of tectonic activity 135
Conclusions 138

Chapter V

Unconformities and phases of activization of tectonic movements (on paleotectonic interpretation of unconformities) *(V.I. Makarov)* 139

Chapter VI

The main features of the structural pattern of Earth's surface and its dynamic interpretation *(L.M. Rastsvetaev)* 145
Natural dislocation of large structural elements and relief forms over the Earth's surface . . . 45
General features of geoid composition 145
Peculiarities of configuration and dislocation of oceans and continents ("geomorphologic homologies") 147
Distribution of the major structures of the continental and oceanic lithosphere 149
Regime of Earth's rotation as a possible factor regulating global structural pattern 152
Global jointing in the field of elastic stresses of lithosphere 156
Peculiarities of manifestation and study of global jointing in structures of different types . . 156
General features of global jointing 159
Global jointing as a reflection of global field of elastic stresses 161
Conservatism and variability in global jointing development 162
Paragenetic analysis as a method of investigation of patterned structures 164
Tectodynamic and kinematic interpretation of structure patterns in Central part of the Alpine orogenic belt and adjacent areas of the South-West Eurasia 170
Main zones of cencentration of late-alpine deformations and their general description 179
Late Alpine structure paragenesis, structure patterns and stress conditions 182
Main results of the paragenetic analysis of the Alpine structures of the South West Eurasia 191
Some ideas on global mechanism of tectonic deformations as a factor responsible for regular arrangement of structures 195

Summary *(Yu.G. Leonov)* 201

Bibliography 198

Résumé 213

ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Л.В. Миракова.* Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Петракова.* Корректоры *Г.В. Бабкина, Г.И. Сурова*

ИБ № 17144

Подписано к печати 10.06.80. Т—08556. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Усл.печ.л. 19,3+ 1,1 вкл. Уч.-изд.л. 23,2. Тираж 1250 экз. Тип. зак. 1325
Цена 3 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

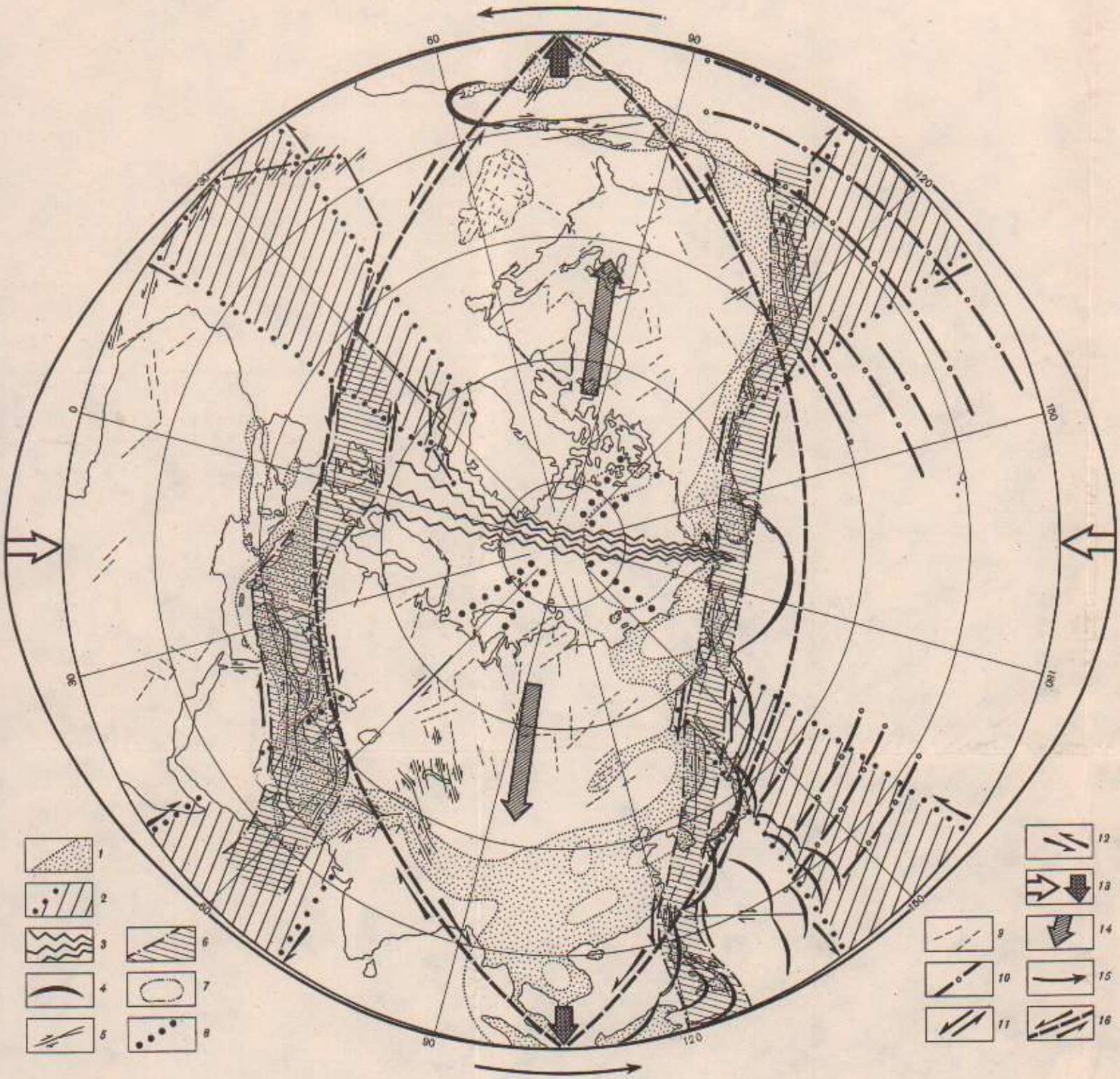


Рис. 37. Глобальные сдвиговые зоны северного полушария Земли (по П.С. Воронову [1968], с изображением зон глобального скалывания).

1 — зоны мезозойско-кайнозойской складчатости; *2* — зоны "критических" двуугольников литосферы трехосного эллипсоида Земли и их границы в морях и океанах; *3* — зона растяжения литосферы в центральной части Арктического бассейна; *4* — главные островные дуги; *5* — главные сдвиги, по геологическим данным, и направления смещения их крыльев; *6* — границы глобальных сдвиговых зон; *7* — контуры Бермудского подводного поднятия; *8* — границы критических сферических двуугольников; *9* — главные региональные диаклазы преимущественно в континентальной коре; *10* — крупные разломы в океанической коре; *11* — направления смещения масс в пределах глобальных сдвиговых зон; *12* — предполагаемые направления смещения масс в пределах "критических" двуугольников; *13* — направления действия главных векторов сжимающих и растягивающих сил в районах длинных и коротких осей экваториального сечения трехосного эллипсоида Земли; *14* — главные векторы полюсобежных сил Евразии и Северной Америки; *15* — направление вращения Земли; *16* — зоны глобального скалывания

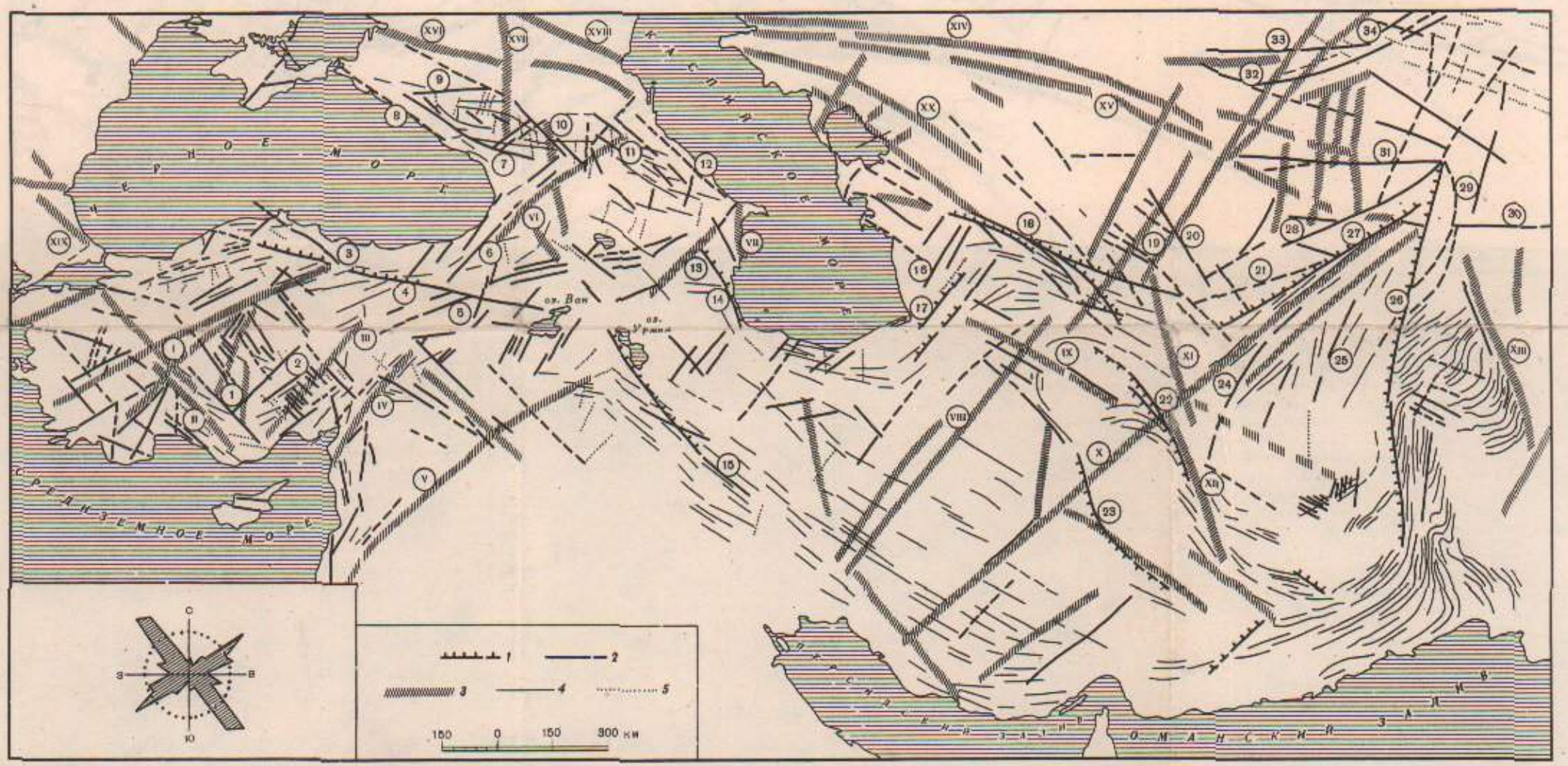


Рис. 39. Схема расположения космографических линеаментов в центральной части Альпийского орогенного пояса Евразии и смежных областей (составили М.Л. Копп и Л.М. Расцветаев)

1 — линеаменты, дешифрирующиеся как разрывы со смещением; *2, 3* — линеаменты, дешифрирующиеся как дизъюнктивные нарушения неясной природы (*2* — четкие, *3* — расплывчатые, или линеаментные зоны); *4, 5* — линеаменты, не обладающие признаками дизъюнктивного нарушения, но могущие им соответствовать (*4* — линии простирания тектонических структур, *5* — прочие линеаменты). Линеаменты (цифры на схеме): 1 — Султан-Эгрибурунский, 2 — Ходул-Карафисагадский, 3 — Кюре-Джаникский, 4 — Главный Анатолийский, 5 — Мунзурский, 6 — Чорохский, 7 — Пшиш-Кодорский, 8 — Причерноморский, 9 — Черкесский, 10 — Скалистого хребта, 11 — Аргун-Джармутский, 12 — Восточно-Дагестанский, 13 — Сумгаит-Араксинский, 14 — Буроварский, 15 — Котур-Куртакский, 16 — Атрек-Сумбарский, 17 — Шахкухский, 18 — Главный Копетдагский, 19 — Тедженский, 20 —Мургабский, 21 — Сафедкохский, 22 — Пеленган-Мирзаарабский, 23 — Найбендский, 24 — Фаррахруд-Хамунский, 25 — Гильмендский, 26 — Чаманский, 27 — Герирудский, 28 — Банди-Туркестанский, 29 — Кабульский, 30 — Пешаварский, 31 — Термез-Кундузский, 32 — Кокча-Шахрисябский, 33 — Зеравшанский, 34 — Гиссарский. Линеаментные зоны: I — Сегют-Эльминская, II — Хайдар-Сандыклинская, III — Восточно-Таврская, IV — Аманусская, V — Пальмирская, VI — Аджаро-Дагестанская, VII — Советабад-Яшминская, VIII — Центрально-Иранская (Исфаган-Сабзеварская), IX — Шахруд-Бирджендская, X — Шираз-Кабульская, XI — Сарахская, XII — Сейстанская, XIII — Предсулейманская, XIV — Северо-Устюртская, XV — Мангышлак-Амударьинская, XVI — Северо-Кубанская (Ейско-Армавирская), XVII — Кисловодская, XVIII — Кумо-Манычская, XIX — Фракийская (Истранджинская), XX — Мангышлак-Устюртская. На врезке — роза-диаграмма преобладающих простираний космографических линеаментов

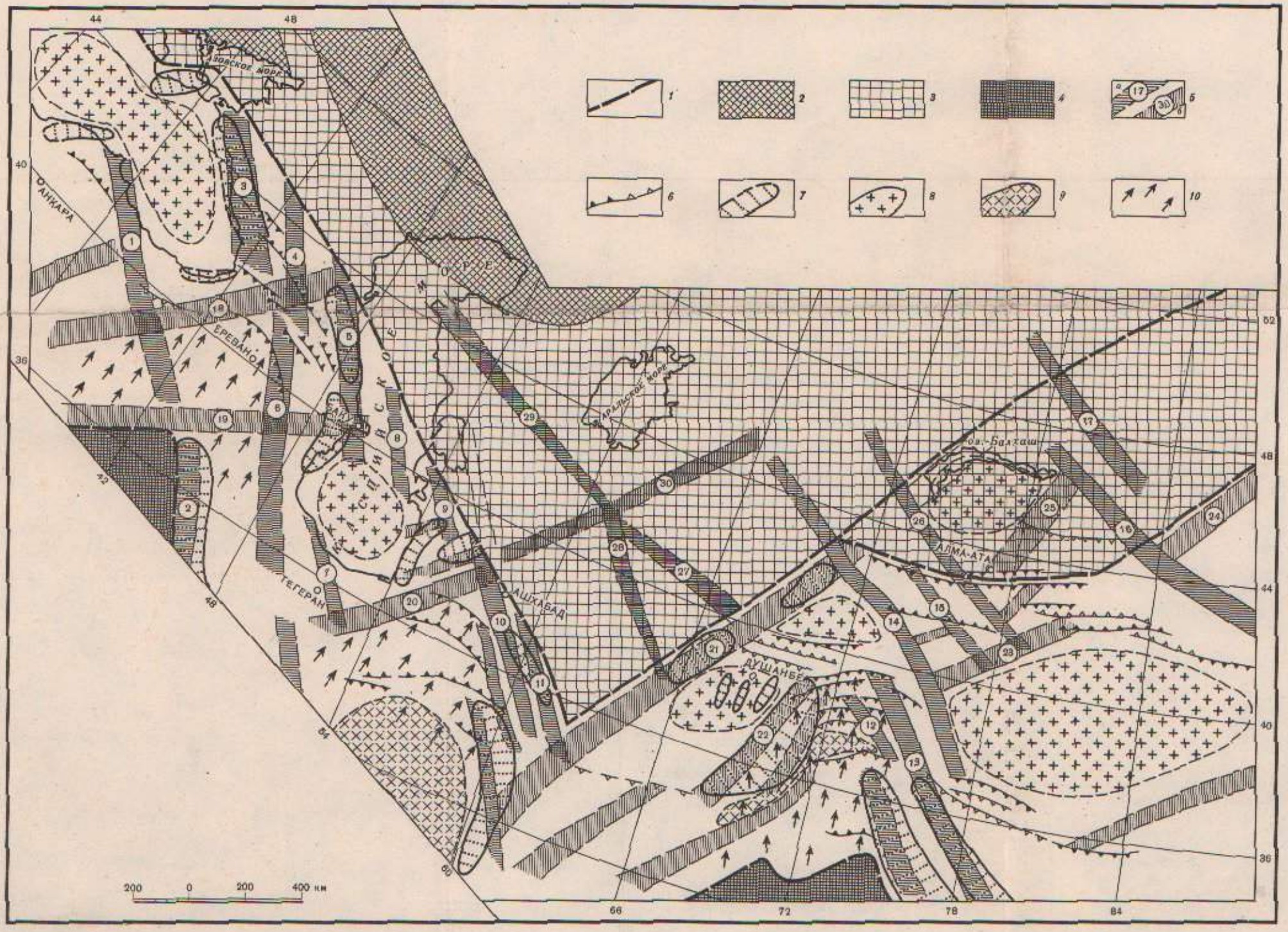


Рис. 42. Схема размещения основных структурных, тектодинамических и кинематических неоднородностей в центральной части Альпийского орогенного пояса и смежных областях Юго-Западной Евразии

1 — граница Альпийского орогенного пояса и смежных неотектонических платформ; *2, 3* — неотектонические платформы лавразийского ряда (*2* — на допалеозойском основании, *3* — то же, на палеозойском); *4* — неотектонические плиты гондванского ряда (на допалеозойском основании); *5* — основные межрегиональные зоны концентрации правосдвиговых (*а*) и левосдвиговых (*б*) деформаций позднеальпийского возраста (правосдвиговые: 1 — Анатолийская, 2 — Загросская, 3 — Западно-Кавказская, 4 — Центрально-Кавказская, 5 — Восточно-Кавказская, 6 — Центрально-Закавказская, 7 — Центрально-Эльбурсская, 8 — Центрально-Каспийская, 9 — Балханская, 10 — Ашхабад-Мешхедская, 11 — Кахка-Бадхызская, 12 — Ахсу-Мургабская, 13 — Памиро-Каракорумская, 14 — Талассо-Ферганская, 15 — Сонкульская, 16 — Джунгарская, 17 — Чингиз-Тарбагатайская, 26 — Чу-Илийская, 27 — Нуратинская, 28 — Амударьинская, 29 — Мангышлак-Устюртская; левосдвиговые: 18 — Чорох-Казбекская, 19 — Пальмиро-Апшеронская, 20 — Восточно-Эльбурсская, 21 — Афгано-Балхашская, 22 — Дарваз-Гиндукушская, 23 — Кокшаальская, 24 — Джунгаро-Алтайская, 25 — Каскеланская, 30 — Дарваз-Кызылординская), *6* — взбросо-надвиговые зоны; *7* — зоны устойчивых отклонений в ориентировке вектора максимального сжатия (тектодинамические аномалии); *8, 9* — области аномального строения земной коры для орогенного времени (*8* — погруженные, *9* — приподнятые); *10* — области аномально высоких скоростей тектонического течения горных масс

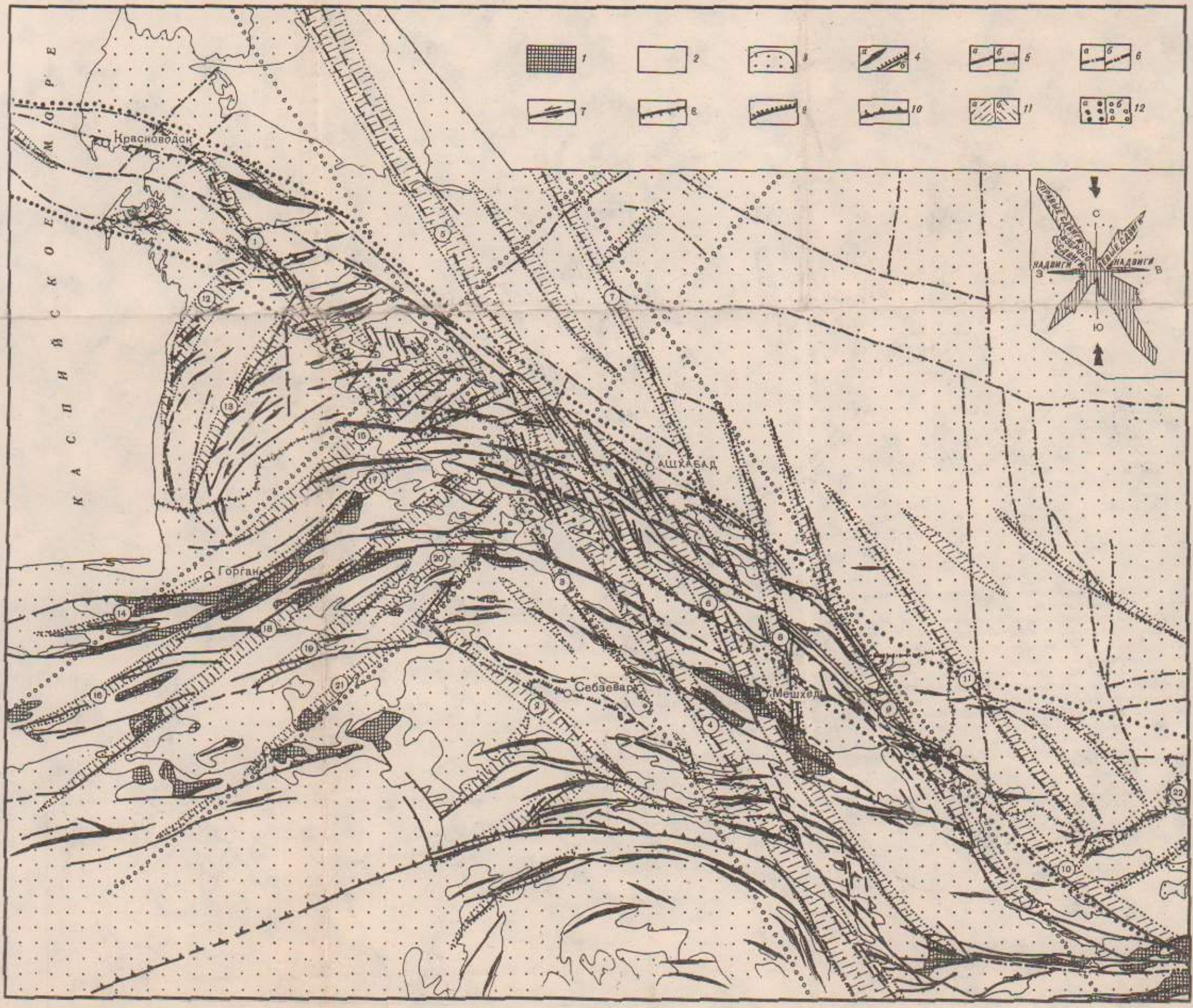


Рис. 44. Схема расположения основных разрывов и зон сдвиговых деформаций в альпийской структуре Туркмено-Хорасанских гор

1 — выступы доальпийского основания ($P\varepsilon$–PZ); *2* — область распространения альпийского геосинклинального комплекса (T–P_2); *3* — молассовые прогибы, выполненные альпийским орогенным комплексом (P_3–Q); *4* — оси главнейших антиклиналей (*а*) и флексуры (*б*); *5, 6* — тектонические разрывы, устанавливаемые (*а*) или предполагаемые (*б*) по геолого-геоморфологическим (*5*) и геофизическим (*6*) данным; *7* — сдвиги (стрелка указывает направление относительного перемещения крыльев); *8* — сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла); *9* — покровы (точками показан фронт аллохтона); *10* — взбросы и надвиги (треугольники — по падению смесителя); *11* — региональные зоны концентрации сдвиговых деформаций: *а* — правосдвиговые (1 — Джебел-Чандырская, 2 — Джагатай-Себзеварская, 3 — Боджнурд-Эшкабадская, 4 — Нохур-Нишапурская, 5 — Туаркыр-Гермабская, 6 — Ашхабад-Мешхедская, 7 — Карашор-Гяурская, 8 — Артык-Резванрудская, 9 — Душак-Ахдарбандская, 10 — Кушкинская, 11 — Теджен-Бадхызская), *б* — левосдвиговые (12 — Камышлджа-Бардагская, 13 — Аладат-Рустамкалинская, 14 — Заремрудская, 15 — Ходжакала-Горганская, 16 — Семнан-Дамганская, 17 — Шахкух-Коштемырская, 18 — Шахруд-Кухрудская, 19 — Сарпольская, 20 — Пишкалинская, 21 — Кальшурская, 22 — Кушка-Карабильская); *12* — межрегиональные зоны концентрации сдвиговых деформаций: *а* — Южно-Туркменская зона взбрососдвиговых деформаций, *б* — Эльбурс-Кзылординская (левая) и Мангышлак-Мекранская (правая) зоны сбросо-сдвиговых деформаций. На врезке — роза-диаграмма преобладающих простираний геологических разрывов Туркмено-Хорасанских гор (составлена по среднемасштабным геологическим картам)

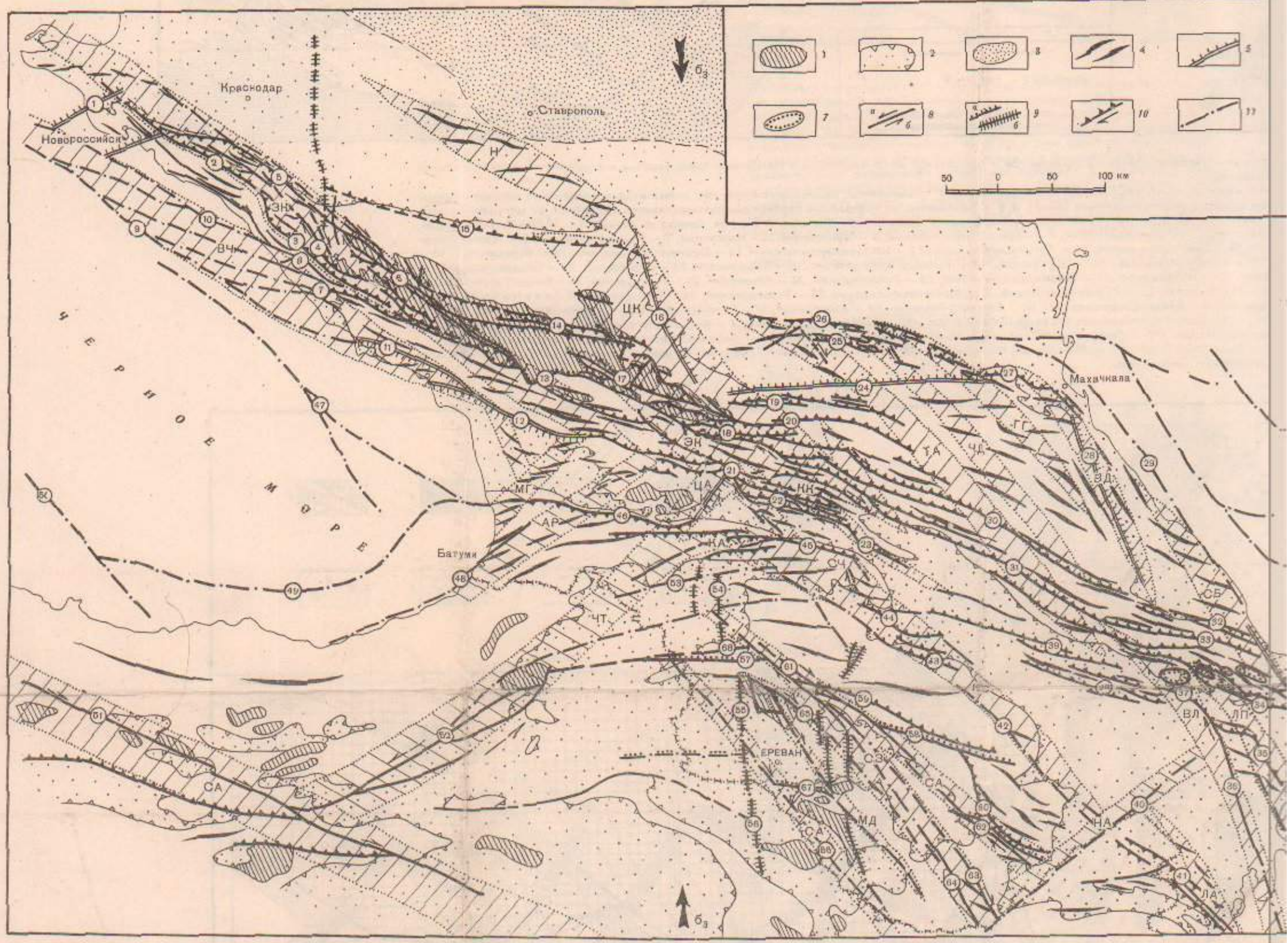


Рис. 45. Схема расположения основных разрывов и зон сдвиговых деформаций в альпийской структуре Кавказа

1 — выступы доальпийского основания (P_{ϵ}–PZ); *2* — молассовые прогибы, выполненные альпийским орогенным комплексом пород (P_3–Q); *3* — чехол Скифской плиты; *4* — оси некоторых антиклиналей в породах альпийского геосинклинального и орогенного комплексов; *5* — флексуры и флексурно-складчатые зоны (штрихи по падению смыкающего крыла); 6–11 — геологические разрывы: *6* — взбросы и надвиги (зубцы по падению плоскости смесителя), *7* — пологие надвиги и покровы (точки по фронту аллохтона), *8* — сдвиги (стрелки указывают направление относительного перемещения крыльев: *а* — установленные, *б* — предполагаемые), *9* — сбросы (*а*), раздвиги и зоны магматической проницаемости (*б*), *10* — взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги, *11* — разрывы, предполагаемые под покровом вышележащих пород; *12* — предполагаемые зоны концентрации деформаций: *а* — правосдвиговых (ЗК — Западно-Кавказская, ВЧ — Восточно-Черноморская, ЦК — Центрально-Кавказская, ЭК — Эльбрус-Карталинская, КК — Казбек-Кахетинская, СЧ — Сагурамо-Чатминская, Н — Невинномысская, ТА — Терско-Агричайская, ЧД — Чечено-Дагестанская, ГГ — Гудермес-Гимринская, ВД — Восточно-Дагестанская, СБ — Сиазань-Бакинская, ЛП — Лагич-Пирсагатская, ВЛ — Вандам-Ленгибизская, КС — Кировабад-Степанакертская, СА — Севано-Акеринская, СЗ — Севано-Зангезурская, МД — Мисхано-Даралагезская, СА — Средне-Араксинская, ЛА — Ленкорань-Астаринская, САн — Северо-Анатолийская); *б* — левосдвиговых (МГ — Мегрело-Гурийская, АР — Аджаро-Рачинская, ЦА — Цхинвали-Ахалцихская, КА — Каспи-Арджеванская, ЧТ — Чорох-Триалетская, НА — Нижне-Араксинская). Цифры на схеме — основные дизъюнктивные системы и шовные зоны Кавказа: 1 — Анапская, 2 — Безепская, 3 — Бекишейская, 4 — Тугупсинская, 5 — Ахтырская, 6 — Пшекишская, 7 — Сочинская, 8 — Кепшская, 9 — Восточно-Черноморская, 10 — Причерноморская, 11 — Гагрская (Западно-Абхазская), 12 — Ткварчельская (Восточно-Абхазская), 13 — Штавлерская, 14 — Тырныаузская, 15 — Черкесская, 16 — Нальчикская, 17 — Адылсуйская (Приэльбрусская), 18 — Адайком-Казбекская, 19 — Скалистого хребта, 20 — Бурон-Ларсская, 21 — Ушеро-Павлеурская, 22 — Орхевско-Хевкрильская, 23 — Кахетинская, 24 — Владикавказская, 25 — Сунженская, 26 — Терская, 27 — Сулакская, 28 — Восточно-Дагестанская, 29 — Прикаспийская, 30 — Тляратинская, 31, 33 — Малкамудская, 32 — Сиазанская, 34 — Зангинская, 35 — Восточно-Алятская, 36 — Ленгибизская, 37 — Аджичайская, 38 — Южно-Аджиноурская, 39 — Северо-Аджиноурская, 40 — Нижнеараксинская, 41 — Астаринская, 42, 43 — Предмалокавказская, 44 — Прикуринская, 45 — Восточно-Триалетская, 46 — Аджаро-Имеретинская, 47 — Черноморская, 48 — Южно-Черноморская, 49 — Батумская, 50 — хребта Архангельского, 51 — Северо-Анатолийская (Килькитская), 52 — Восточно-Анатолийская (Чорохская), 53 — Болнисская, 54 — Абул-Самсарская, 55 — Арагацкая, 56 — Араратская, 57 — Южно-Базумская, 58 — Джил-Памбакская, 59 — Мровдагская, 60 — Карабахская, 61 — Лорийская (Пушкинская), 62 — Бешлыбель-Акеринская, 63 — Хуступ-Гирратахская, 64 — Мегринская (Зангезурская), 65 — Мармарикская (Анкаван-Сюникская), 66 — Нахичевань-Ленинаканская, 67 — Вединская, 68 — Северо-Базумская

3 р. 50 к.

П1
вып. 340

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА