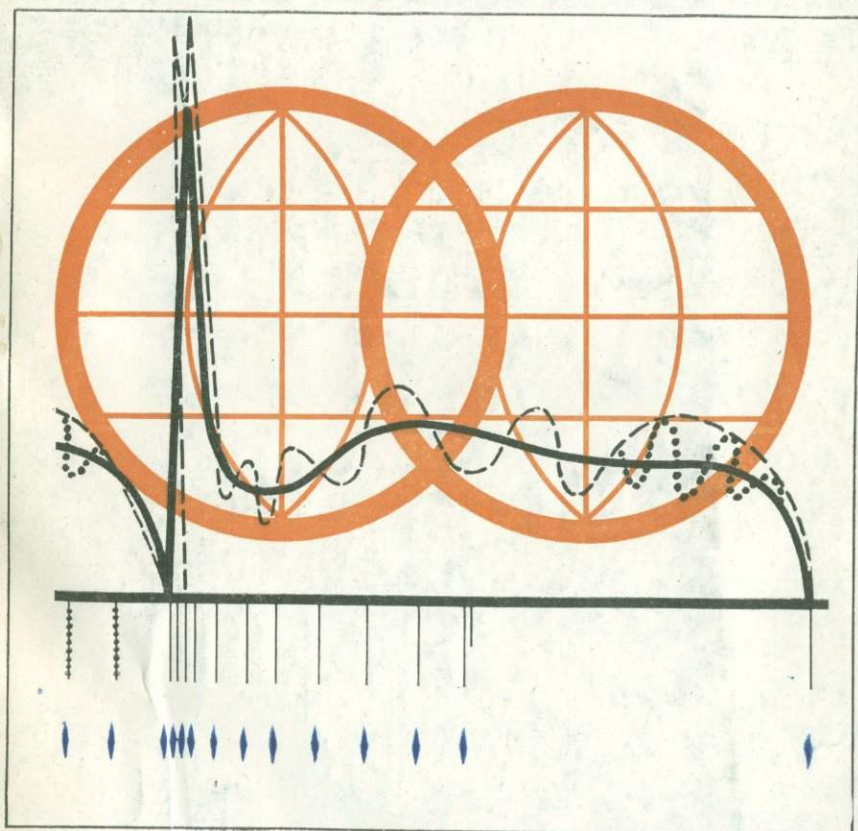


А.В. ДОЛИЦКИЙ

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР



---

А. В. ДОЛИЦКИЙ

РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
СТРУКТУР

2602



---

МОСКВА «НЕДРА» 1978



Долицкий А. В. Реконструкция тектонических структур. М., «Недра», 1978, 150 с.

Изложены методы реконструкции и определения возраста отпечатков в земной коре полей упругих напряжений и разделения их на глобальные, материковые (платформенные), региональные и местные. Показано широкое распространение связанных с этими полями напряжений материковых (платформенных), региональных и местных площадных структур дугообразной формы. Осесимметричный характер отпечатков глобального поля напряжений свидетельствует о его ротационном происхождении, а полюса отпечатков отвечают положению географических полюсов соответствующего времени, что дало возможность построить траекторию их движения. Траектория оказалась состоящей из четырех спиральных витков, образующих в целом осесимметричную фигуру. Времени движения географического полюса по виткам отвечают геохронологические эры. Замедленной скорости движения географического полюса соответствуют образование отпечатка глобального ротационного поля напряжений и фаза орогенического развития, а также приближение магнитного полюса к географическому. Повышенной скорости движения географического полюса отвечает поворот платформ под действием кориолисовых сил, сдвиги по их контуру и возникновением там геосинклинальных условий развития, а также удаление магнитного полюса от географического.

Книга рассчитана на научных и инженерно-технических работников научно-исследовательских и производственных геологических организаций, занимающихся тектоническим анализом, палеогеографическими реконструкциями, анализом палеомагнитных данных, а также вопросами использования новых методов в поисково-разведочных целях.

Табл. 2, ил. 36, список лит. — 155 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования последних лет, в том числе космические съемки, обращают внимание на уже известный факт широкого распространения в земной коре трещин и разломов (линейных структурных элементов). Часто они образуют на поверхности Земли хорошо видимые системы взаимно перпендикулярных направлений, что позволяет отождествлять их с «отпечатками» в земной коре главных нормальных и максимальных касательных напряжений полей разной площади распространения (масштаба) и поставить задачу их разделения.

В книге изложены методы разделения отпечатков полей напряжений по признаку кривизны их направлений (площади распространения — масштабу) на глобальные, платформенные (с центрами на материковой и океанической платформах), региональные и местные. Показана на примерах взаимная связь этих полей напряжений, а также связь с ними тектонических структур, позволяющая приписать этим структурам тот или иной масштаб и более правильно решать задачи их реконструкции.

Выделены также отпечатки глобального ротационного поля напряжений, имеющие разную ориентацию и возраст. Это дало основание построить траекторию движения палеогеографического полюса и предложить некоторые новые способы обработки палеомагнитных данных.

В работе использованы опубликованные результаты региональных геологических и геофизических исследований, теоретических и экспериментальных исследований по геологии, геофизике и механике, а также данные полевых наблюдений автора на Кавказе и Алтае.

Автор приносит большую благодарность за участие в обсуждении разных разделов данной книги следующим товарищам: И. А. Кийко, В. П. Апарину, В. Л. Барсукову, О. Б. Бондаренко, Т. М. Злобиной, Ю. Д. Калинину, В. П. Колчанову, В. Н. Луговенко, Н. Н. Леонову, Е. Е. Милановскому, В. Д. Наливкину, Д. В. Наливкину, С. М. Никольскому, Л. М. Плотникову, Г. И. Покровскому, А. Н. Пушкову, И. А. Резанову, Д. А. Родионову, Г. О. Фридлендеру, О. Г. Фридлендеру, А. Н. Храмову, С. С. Шульцу. Автор также признателен С. К. Ускову за подготовку иллюстраций к печати.

---

## Глава I

# ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

### 1. ПЛОЩАДНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В настоящей книге используется термин «площадные тектонические структуры», под которым понимаются участки земной коры, ограниченные в орогенном этапе дугообразными горноскладчатыми цепями или единичными дугообразными поднятиями, имеющими обычно складчатое строение и осложненными разломами. Такими структурами могут быть платформы или срединные массивы (ядра структур), ограниченные дугообразно изогнутыми горно-складчатыми цепями (или горно-складчатым обрамлением), причем первые можно именовать платформенными площадными структурами, а вторые подчиненными им региональными площадными структурами. Осложняющие их еще более мелкие площадные структуры можно именовать местными. Ими можно считать структурные ступени, описанные в Альпах (Glangeaud, 1949), и блисы или кратоны рифтовых долин, выделенные Б. Б. Броком в Африке (1970).

Целесообразность выделения площадных структур определяется единством их тектонического развития при существенном различии строения входящих в их состав ядра и горно-складчатого обрамления. На это их единство впервые указал Э. Зюсс (Suess, 1909), который изучал пространственное расположение складчатых цепей и предложил выделять виргации как их системы. Среди них он отмечал существование виргаций первого рода как дугообразных концентрических систем горных хребтов или складок. Эти представления развивал Э. Арган (1935), который рассматривал такие виргации, как выражение пластического потока, и полагал, что складчатые дуги некогда были прямолинейными, а позднее развились и искривились в процессе течения потока. Считая его направление поперечным горному хребту, он на основе анализа пространственного расположения горных хребтов Азии построил схему развитых на ее площади потоков. Э. Арган был увлеченным сторонником мобилизма и рассматривал эти потоки как одно из проявлений горизонтального смещения масс земной коры наряду со смещением целых материков. Доказанные уже в те годы шарьяжи служили хорошим подтверждением возможности таких смещений.

Последующие исследования показали, что дугообразные складчатые цепи обычно оконтуривают жесткие массы, которые сами по себе не испытали горизонтальных пластических деформаций, за исключением небольших смещений по сдвигам и другим разрывным нарушениям. В 40-е и 50-е годы произошел общий отход европейской и советской геологической мысли от идей мобилизма и возвращение на позиции еще более ортодоксального, чем ранее, фиксизма. Горно-складчатые цепи, как производные геосинклинали, и обрамляемые ими платформы и массивы, как платформенные образования, стали рассматривать независимо, и исследователи уже не искали их единства в процессе горизонтальных смещений. Обобщающие работы начала XX века уступили место детальным исследованиям отдельных районов и решению вопросов их индивидуального геологического развития — формирования осадков, магматизма и складчатости — как производного вертикальных движений. Специальные исследования проводились в областях геосинклинальной складчатости с целью установления механизма ее образования и поисков возможных связей с вертикальными движениями. В таком аспекте работали М. М. Тетяев (1938), В. В. Белоусов (1938—1940, 1962), Р. В. Бемелен (van Bemmelen, 1966), В. В. Бронгулеев (1967), и их взгляды разделяли многие исследователи. Меньше сторонников имели те исследователи, которые отстаивали представления о ведущей роли в образовании складок сил горизонтального сжатия и к числу которых можно отнести Е. Хиллса (1967), Г. Д. Ажгирея (1960) и Ж. Гогеля (1969).

Вопрос о природе виргаций и закономерностях их пространственной ориентации из-за господства идей о преобладающей роли вертикальных сил и движений в те годы не ставился. Лишь в работе Ли Сы Гуана (1958) о вихревых структурах Китая можно усмотреть близкие к этому аспекты. Между тем накапливавшийся фактический материал все более определенно указывал на активную роль в деформациях земной коры действующих в ней горизонтальных напряжений. Об этом свидетельствовали и данные сейсмичности, и данные о направлении сжимающих напряжений, полученные из анализа сопряженных сдвигов (Anderson, 1942; Горшков, 1947), и, наконец, результаты прямых наблюдений в массивах горных пород. Установленные такими путями направления сжимающих напряжений оказались поперечными известным горным хребтам.

Таким образом, становится очевидной ведущая роль горизонтальных напряжений в деформации земной коры и это снова возвращает нас к проблеме виргаций — к проблеме развития площадных тектонических структур, как комплексов, состоящих из ядра и горно-складчатого обрамления. Данная проблема представляет интерес с точки зрения раскрытия закономерностей построения и перестройки площадных структур при

изменении направления действующих горизонтальных сил. Для платформ этот вопрос поднят был еще А. П. Карпинским (1894), отметившим роль меридиональных погружений и деформаций на Русской платформе в герцинском этапе в связи с развитием Уральской геосинклинали и преобладающую роль широтных погружений и деформаций в альпийском этапе развития, связанную с воздействием Кавказской геосинклинали. Раскрытие закономерностей построения и перестройки площадных структур требует их реконструкции в разные тектонические этапы, а также установления полей напряжений, вызывавших их горизонтальные смещения или вызванных этими смещениями. Ниже будут рассмотрены способы таких реконструкций.

## 2. ЛИНЕЙНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Линейными тектоническими структурами называют разломы и связанные с ними линейные складки, а линейными структурными элементами — эти разломы, складки, трещины, а также их отражение в рельефе (в виде прямолинейных участков речных долин, поднятий и прогибов) и в геофизических полях.

Разломы, как одиночные разрывные нарушения, и их рудо-контролирующая роль отмечались уже в литературе XIX в. Благодаря работам де Бомона (Beaumont, 1852) признана выдержанность простираний разломов и складчатых толщ разного возраста на больших площадях. Последующее изучение единичных разломов шло по пути раскрытия их структурно-морфологических и историко-геологических особенностей.

Впервые на существование систем вертикальных разломов и трещин и на их отражение в рельефе обратил внимание У. Хоббс (Hobbs, 1911), выделивший две пары взаимно перпендикулярных направлений: широтно-меридиональную и северо-запад — северо-восточную. Обнаружение системы трещин, причем трещин взаимно перпендикулярных с вертикальными или крутыми поверхностями, открыло путь для последующего изучения пространственной ориентации таких систем и раскрытия их связи с горизонтальными полями напряжений. Очевидность связи систем ортогональных трещин с полем напряжений проистекает из известной ортогональности главных нормальных и максимальных касательных напряжений, располагающихся друг относительно друга под углами в  $45^\circ$  и составляющих поле напряжений. Вертикальная ориентация поверхностей разломов и трещин может рассматриваться как свидетельство вызвавшего их поля напряжений, горизонтальной направленности.

Отмеченное У. Хоббсом отражение разломов и трещин в рельефе позволило впоследствии использовать линейные структурные элементы рельефа для изучения морфологии этих систем, разломов и трещин. Вся совокупность этих систем

была названа Р. Зондером (Sonder, 1947) регматической или линейной сетью, которую он считал определяющей линейную неоднородность земной коры, отраженную в рисунке рельефа, гидрографии, контурах материков, положении эпицентров землетрясений. Помимо этой сети он выделял специальную, связанную с конкретными структурами. Тем самым впервые было предложено разделение систем разломов и трещин по их масштабу (распространению).

Последующие работы по изучению разломов и трещин и их систем шли по этим намечившимся направлениям. В историко-геологическом аспекте рассматривал разломы А. В. Пейве (1945), выделяя среди них глубинные, длительное время разделяющие зоны разного геологического развития. Позднее он (1956) описал системы разломов, причем более в структурно-морфологическом плане, выделяя системы параллельных разломов уральского типа, пересекающихся разломов саянского типа (два направления) и казахстанского типа (три и более направлений), а также дугообразных разломов памирского типа. Он отмечал, что интенсивность проявления тех или иных направлений (систем) разломов различна и изменяется от одного тектонического этапа к другому, что отражается в пересечении складчатостей двух различных по возрасту структурных этажей. Работы А. В. Пейве стимулировали значительное расширение масштабов исследования разломов в нашей стране. Структурно-морфологическую и генетическую направленность имели описания разломов и их места в тектоническом процессе в работах В. В. Белоусова (1954, 1962). Специальные исследования разломов проводил А. И. Суворов (1973) и многие другие отечественные и зарубежные авторы, список работ которых приводится в библиографическом справочнике «Разломы» (1972).

Существование выделенной У. Хоббсом системы разломов и трещин, состоящей из взаимно перпендикулярных широтно-меридиональных и северо-запад — северо-восточных направлений, подтвердил Н. С. Шатский (1945), назвавший первую пару направлений ортогональной, а вторую диагональной. Существование такой системы трещин на Восточно-Европейской платформе отмечал Е. Н. Пермяков (1949). Ортогональные в общепринятом смысле (взаимно перпендикулярные) системы разломов отмечали также Е. Р. Шмидт (Schmidt, 1957) и Б. Б. Брок (1970) и К. Ф. Тяпкин (1974). Преобладающую роль разломов диагонального направления пытались показать Дж. Муди и М. Хилл (Moody, Hill, 1956) и в пределах Восточно-Европейской платформы И. И. Чебаненко (1963), приписывавшие системе ротационное происхождение. Широтную систему разломов, связанных с критическими параллелями, искал М. В. Стюарт (1975). Более сложную систему разломов и трещин старался найти Ф. А. Венинг-Мейнес (Vening-Meinesz, 1947).

Автор (А. В. Долицкий, И. А. Кийко, 1963), исходя из представлений о неравномерном вращении Земли, установил рисунок возникающего в связи с этим в земной коре поля напряжений. Главные нормальные напряжения этого поля ориентируются вдоль параллелей и меридианов, а максимальные касательные располагаются под углом в  $45^\circ$  к ним, закручиваясь в стороны полюсов. Аналогичный рисунок ротационного поля напряжений экспериментально воспроизвел Г. Кнетч (Knetsch, 1965). Тем самым была доказана ротационная природа выделенных У. Хоббсом систем широтно-меридиональных и северо-запад—северо-восточных направлений линейных структурных элементов и их возраст, отвечающий современному положению оси вращения. Это было подтверждено работами П. С. Воронова (1968), Г. Н. Каттерфельда и Г. В. Чарушина (1970), а также отмечалось Л. В. Булиной, Н. И. Булиным, Г. И. Мартыновой и др. (1974).

В значительной мере по инициативе С. С. Шульца (1964) в нашей стране к анализу пространственного расположения линейных структурных элементов был применен статистический метод. Это оказалось возможным благодаря вовлечению в этот анализ не только данных полевых замеров простираций трещин, но и измеряемых на топографических картах простираций прямолинейных участков речных долин—линейных структурных элементов. Как отметил У. Хоббс, прямолинейные участки речных долин отвечают развитой на местности системе трещин.

Статистический анализ пространственного положения линейных структурных элементов на предмет выделения преобладающих систем трещин проводили П. С. Воронов (1968), Г. Н. Каттерфельд и Г. В. Чарушин (1970) и другие авторы. Применявшаяся ими методика анализа состояла в определении преимущественных направлений линейных элементов рельефа на отдельных листах топографических карт м-ба 1:1 000 000. Для этого линейные элементы по своим направлениям предварительно разбивались на 10-градусные группы, строились розыдиаграммы и определялось направление тех групп, куда входило наибольшее число линейных элементов. Такой анализ позволил этим исследователям обнаружить на больших пространствах платформ преобладание трещин, ориентированных меридионально, широтно и под углами в  $45^\circ$  к ним. Это дало им основание связать образование трещин с ротационным полем напряжений, отвечающим современному и не меняющимся со временем своей ориентации. Однако применявшийся ими метод поиска азимутов преобладающего числа трещин (при реконструкции отпечатка ротационного поля напряжений) обладает малой точностью, не превышающей  $\pm 5-10^\circ$ , и правомерен лишь при анализе отдельных листов карт размером в поперечнике не более 500 км. Выводы о природе поля напряжений, вызвавшего образование трещин, могут быть сделаны лишь на

основе реконструкции их отпечатков на достаточно большой площади. Направления отпечатков этих полей по своей природе криволинейны, азимуты их по площади меняются и реконструировать их можно только путем трассирования от листа к листу, а не путем нахождения на больших площадях преобладающих азимутов трещин. Поэтому выводы исследователей о постоянстве ориентации ротационного поля Земли нельзя считать обоснованными из методических соображений.

Разработанная автором (А. В. Долицкий, 1967, 1975) методика анализа линейных структурных элементов (простираемых трещин и разломов) позволила помимо отпечатка современного ротационного поля напряжений в виде широтно-меридиональных направлений обнаружить также более древние его отпечатки иной ориентации, в том числе первичный, и построить на этой основе траекторию движения географического полюса. Близкие по ориентации и возрасту отпечатки ротационного поля напряжений на европейской территории СССР были обнаружены Н. В. Введенской и Л. Н. Спириным (1973).

Хотя еще со времен У. Хоббса было очевидно, что выделенная им система трещин и разломов является результатом действия сил, но лишь спустя 30 лет Е. М. Андерсон (Anderson, 1942) предложил приписывать входящим в ее состав сопряженным сдвигам связь с действием максимальных касательных напряжений. Это открыло путь к установлению направлений главных сжимающих напряжений, как биссектрис углов между сопряженными сдвигами, и сделало тем самым возможным реконструкцию фрагмента полного отпечатка поля напряжений. В нашей стране подобные работы начал М. В. Гзовский (1959), развивая тектонофизическое направление. Он при участии Д. Н. Осокиной (1963) проводил моделирование тектонических процессов, в том числе возникновения полей упругих напряжений, с использованием оптически активных веществ. Будучи сторонником представлений о ведущей роли вертикальных движений в тектоническом процессе, главное внимание М. В. Гзовский уделял их раскрытию, анализируя локальные тектонические структуры и изучая отпечатки полей напряжений в земной коре как системы трещин в пределах этих структур. Методику реконструкции горизонтальных движений разрабатывал А. В. Лукьянов (1965). Рассматривая вопрос о распространении поля напряжений в земной коре, Г. Г. Ге, Ю. Н. Лебедев и Л. М. Плотников (1969) выдвинули идею о волновой природе этого процесса. В последнее время получает распространение методика непосредственного замера напряжений в массивах горных пород (Кораблев, 1969).

Методика определения действующих в земной коре напряжений была разработана В. И. Кейлис-Бороком (Keylis-Borok, 1960), Дж. Х. Ходжсоном (1966) и др. Оказалось, что многие землетрясения связаны со сдвигами, и сейсмоприемники, нахо-

дящиеся у фронта смещения, регистрируют первые вступления в виде волны сжатия, а находящиеся с тыла смещения — в виде волны растяжения. По ориентировке, найденной таким путем, поверхности сдвига, вдоль которой, как известно, действуют максимальные касательные напряжения, можно сделать вывод об ориентировке всех трех главных нормальных напряжений. Такие работы на юге Сибири были проведены А. В. Введенской и Л. М. Балакиной (1960) и Л. Е. Мишариной (1964), а на других территориях Г. Ленсеном (1960), Дж. Х. Ходжсоном (1966) и другими исследователями. Их работы показали, что ныне действующие главные нормальные напряжения в большинстве районов ориентированы почти горизонтально и имеют различную ориентацию.

Первые схемы ориентации главных сжимающих напряжений на основе анализа пространственного расположения сопряженных сдвигов на больших площадях составили Г. Ленсен (Lensen, 1960) для периферии Тихого океана и Н. Павони (Pavoni, 1966) для всего мира, причем для периферии Тихого океана они оказались весьма близкими по рисунку. Схема Н. Павони показывает, что главные сжимающие напряжения соединяют материки, центральную часть Тихого океана и полярные области Земли, будучи симметричными оси ее вращения и оси, проходящей через Африку и центральную часть Тихого океана. Вокруг этих двух областей при приближении к ним направления сжимающих напряжений закручиваются по часовой стрелке. Н. Павони воздержался от выводов по поводу природы сил, изображенных на его схеме. Как будет показано ниже, схема Н. Павони показывает направления сжимающих напряжений того поля, которое вызвано взаимодействием материков, смещающихся к экватору под действием полюсобежных сил.

Таким образом, к настоящему времени имеется удачный опыт реконструкции глобального поля напряжений и поля напряжений, связанного со смещением материков к экватору (материкового). Можно рассчитывать, что использование и развитие применявшихся методов реконструкции полей напряжений позволит выявить также отпечатки в земной коре региональных и местных полей напряжений, установить их связи между собой, а также с глобальным и материковым полями напряжений, подойти к реконструкции полей напряжений прошедших геологических эпох.

### **3. МЕТОДИКА РАЗДЕЛЕНИЯ И ИДЕНТИФИКАЦИИ ОТПЕЧАТКОВ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПЛОЩАДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР**

Отмеченные нами признаки существования в земной коре отпечатков глобального и материкового полей напряжений позволяют поставить задачу их выделения, а также задачу выде-

ления отпечатков региональных и местных структур и поисков связей с ними известных тектонических структур.

Ниже описана методика решения поставленных задач, которая включает следующие операции:

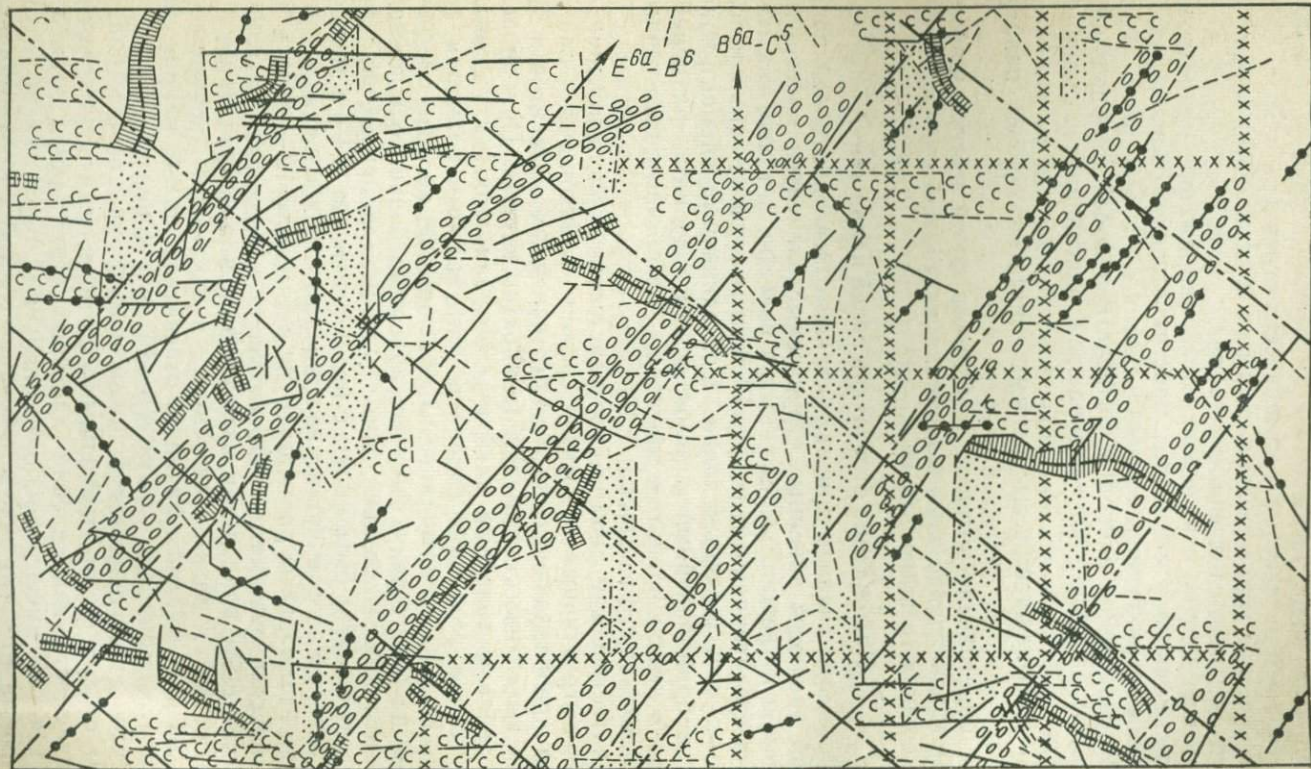
- 1) нахождение отпечатков полей напряжений на основании статистического анализа пространственного расположения линейных структурных элементов;
- 2) разделение найденных отпечатков полей напряжений по площади распространения (кривизне слагающих их направлений);
- 3) идентификация выделенных отпечатков полей напряжений;
- 4) определение возраста отпечатков полей напряжений;
- 5) установление преобладающих интервалов между зонами повышенной трещиноватости.

### Нахождение отпечатков полей напряжений

Объектом анализа при нахождении отпечатков полей напряжений являются линейные структурные элементы: простирания разломов и трещин, выраженных в рельефе, а также в магнитных и гравитационных полях. В первом случае — это прямолинейные участки речных долин, и за единичный элемент принимается прямолинейный отрезок речной долины размером в 10 мм в любом принятом масштабе, что обеспечивает точность установления его азимута в  $\pm 1^\circ$ .

Статистический анализ пространственного расположения линейных структурных элементов состоит в нахождении направлений преобладающего числа этих линейных элементов в пределах выделенных площадей (квадратов карты). При проведении анализа линейные элементы объединяются в группы, в связи с чем возникает вопрос об оптимальных размерах этих групп. Удобно принять такое их объединение, которое обеспечило бы на всех стадиях анализа возможно большую и постоянную точность. Поскольку сами линейные элементы наносятся на карту и могут быть сняты с нее с точностью  $\pm 1^\circ$ , а точность  $\pm 2^\circ$  обеспечивается вполне надежно, то эта последняя и определила оптимальные размеры групп в  $5^\circ$  вместо  $10^\circ$ , обычно принятые исследователями. Объединение направлений в группы больше ( $10^\circ$ ) приводит к включению в них направлений, принадлежащих к разным системам, и исключает возможность расчленения и идентификации отпечатков полей напряжений, располагающихся под углами в  $5-10^\circ$  друг к другу.

Нахождение отпечатков полей напряжений осуществляется путем отбора среди найденных статистических максимумов встречаемости направлений линейных структурных элементов тех, которые имеют свои ортогональные пары. Такой отбор основан на том, что поле напряжений состоит из ортогональных (взаимно перпендикулярных) направлений главных нормальных



- |    |   |  |   |  |   |  |   |  |   |  |   |  |   |  |   |  |   |     |    |
|----|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|-----|----|
| cc | 1 |  | 2 |  | 3 |  | 4 |  | 5 |  | 6 |  | 7 |  | 8 |  | 9 | xxx | 10 |
|----|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|-----|----|

и максимальных касательных напряжений, расположенных друг относительно друга под углами в  $45^\circ$ . Рассмотрение роз-диаграмм трещиноватости обнаруживает, что больше 70% их лучей имеют свои ортогональные пары (рис. 1). Это означает, что преобладающие направления линейных структурных элементов являются отпечатками полей напряжений — направлений главных нормальных или максимальных касательных напряжений. Поэтому для облегчения их поиска при анализе роз-диаграмм целесообразно отобрать среди максимумов лишь те, которые имеют свои ортогональные пары. Не исключаются из анализа лишь самые большие максимумы, даже если они не имеют ортогональных парных максимумов. Опыт показал, что эти пары появляются на смежных площадях.

Оказалось удобным заменить вычисления использованием вращающихся палеток. Это прозрачные круглые пластины или листы кальки стандартного (равного диагонали анализируемого квадрата карты) диаметра с нанесенными на них параллельными линиями, а по окружности — градусными делениями с интервалами через  $5^\circ$ . Работа с палеткой состоит в следующем. Она укрепляется иглой в центре квадрата карты, и начиная с любого фиксированного положения производится подсчет числа линейных элементов, параллельных линиям на палетке. Такие измерения делаются через интервал в  $5^\circ$  и отмечаются цифрами на карте, что позволяет построить по ним розу-диаграмму.

### Разделение найденных отпечатков полей напряжений по кривизне слагающих их направлений (главных нормальных и максимальных касательных напряжений)

Это разделение позволяет выделить отпечатки глобального, платформенного, регионального и местного полей напряжений. Такое деление отпечатков равносильно их делению по площади распространения, поскольку с увеличением размеров источника поля напряжений уменьшается кривизна слагающих его направлений. Судить о площади распространения отпечатка поля напряжений можно, либо реконструировав его на этой площади, либо оценив кривизну слагающих направлений или их фрагментов. Это удобнее, поскольку требования к кривизне направлений можно предусмотреть в методике анализа.

Рис. 1. Карта систем разломов Туранской плиты (Бухаро-Хивинская область), по Н. В. Шаблинской и др.

Системы разломов: 1 — догерцинские; 2 — герцинские; 3 — пермо-триасовые; 4 — мезокайнозойские. Разломы выявлены по данным: 5 — магнитных и гравитационных измерений; 6 — только гравитационных измерений; 7 — только магнитных измерений; 8 — геоморфологии. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений, описывающие выделенные системы разломов; 9 — система  $E^{6a}-B^6$ ; 10 — система  $E^{6c}-C^5$

При разделении отпечатков полей напряжений по кривизне встает вопрос об оптимальных размерах анализируемой площади карты. Они определяются максимальными ее размерами, в пределах которых линейные элементы еще сохраняют свою прямолинейность с точностью  $\pm 2^\circ$ . При поиске отпечатка поля напряжений наименьшей возможной кривизны, соизмеримой кривизне широт и меридианов, оптимальные размеры анализируемой площади, как было найдено опытным путем, отвечают площади  $500 \times 500$  км. Региональные и местные поля напряжений обладают большей кривизной из-за пространственной ограниченности их источников. Поэтому для их раскрытия необходимо последовательное сокращение анализируемой площади до размеров, в пределах которых они сохраняют свою прямолинейность с точностью  $\pm 2^\circ$ .

Следующий этап работы — реконструкция отпечатков полей напряжений на площади, достаточной для их идентификации. П. С. Вьронов (1968), Г. Н. Каттерфельд и Г. В. Чарушин (1970), использующие статистические методы анализа, на этом этапе анализа идут по пути поиска азимутов лучей диаграмм (максимумов), наиболее часто встречающихся на всех рассматриваемых листах карты. Тем самым природе задается вопрос — есть ли, а если есть, то каковы стандартные и наиболее часто встречаемые азимуты направлений максимумов трещин. Свойством постоянства азимутов на сколь угодно большой площади обладают лишь направления современного поля напряжений ротационного происхождения, ориентированные вдоль меридианов, параллелей и линий, расположенных под углами в  $45^\circ$  к ним. Поэтому при нахождении преобладающих азимутов на большой территории можно обнаружить лишь отпечаток современного ротационного поля напряжений, если он имеется в действительности. Но любые другие направления (азимуты), не связанные с современной осью вращения, обнаружить таким способом нельзя, поскольку эти направления по площади меняют свои азимуты причем это изменение даже для систем наименьшей кривизны на площади материка может превышать  $20^\circ$ . Поэтому поиск отпечатков направлений поля напряжений должен строиться не по признаку постоянства их азимутов, а по иным признакам, присущим этим направлениям — их непрерывности, плавности, постоянству кривизны (главные нормальные напряжения) или малому и закономерному их изменению (максимальные касательные напряжения). Это требует трассирования направлений от одного квадрата карты к другому при непрерывном и плавном изменении из азимутов, чтобы в итоге получить кривые постоянной или плавно меняющейся кривизны, какими являются направления главных нормальных и максимальных касательных напряжений. Практически это означает прослеживание от квадрата к квадрату отобранных на предыдущем этапе лучей диаграмм, азимуты которых при

переходе через границу квадратов меняются на постоянную малую величину. При поиске систем минимальной кривизны и разбивке карт масштабов 1:5 000 000—1:1 000 000 на квадраты площадью  $500 \times 500$  км эта величина в среднем, как показал опыт, не должна превышать  $5^\circ$ . После реконструкции систем наименьшей кривизны их направления исключаются из последующего анализа, который призван обнаружить отпечатки региональных и местных полей напряжений большой кривизны. Анализ проводится на картах масштаба 1:500 000—1:100 000 при их разбивке на квадраты площадью  $50 \times 50$  км, а затем на картах масштаба 1:50 000—1:10 000 при их разбивке на квадраты площадью  $5 \times 5$  км.

Для проведения ускоренного поиска отпечатков полей напряжений по линейным элементам топографических, геологических и магнитных карт нами был разработан и широко применяется экспресс-метод. Он состоит в последовательном их отборе и прослеживании по признакам, характеризующим отпечатки поля напряжений. Признаки эти — повторяемость линейных элементов одного азимута, их ортогональность и постоянство изменения азимута по площади, величина которого зависит от масштаба искомого отпечатка поля напряжений. Поиск отпечатка глобального поля напряжений проводится в два этапа: сначала на отдельных участках листа карты площадью  $500 \times 500$  км отбираются ортогональные линейные элементы одинаковых азимутов, а затем среди них отбираются те, через которые можно провести прямые линии по всему листу карты. Тем самым на первом этапе отбираются линейные элементы, отвечающие различным полям напряжений плюс некоторое число случайных. На втором этапе из них отбираются только те, которые отвечают полям напряжений искомой кривизны (площади распространения). Технически операции проводятся просто и быстро — ортогональные пары линейных элементов одинаковых азимутов подчеркиваются карандашом, а затем с помощью линейки прослеживаются те из них, через которые по всему листу можно провести прямые линии. Контролем правильности этого отбора и построения служит независимое нахождение параллельных им (с точностью  $\pm 2^\circ$ ) направлений на соседних квадратах карты. В сомнительных случаях всегда можно прибегнуть к построению розы-диаграммы. Такие построения, как контрольные, целесообразно провести на 10% площади. Изложенные методы анализа достаточно просты и объективны. Некоторые трудности возникают при нахождении направлений отпечатков полей напряжений, располагающихся под углами меньше чем  $10^\circ$ . Решение задачи облегчает знание геометрии отпечатков, если она определена на соседних площадях, где их направления встречаются под углами больше чем  $10^\circ$ .

Реконструкция отпечатков платформенных, региональных и местных полей напряжений проводится таким же способом, но

при разбивке карт на квадраты меньшей площади. Фрагменты найденных отпечатков, обладающие одинаковой кривизной, трассируются от одного квадрата карты к другому на площади, достаточной для установления их геометрии.

### Идентификация отпечатков полей напряжений

Это понятие означает отнесение их к глобальным, платформенным (источником которых служат платформы), региональным и местным и установление их взаимных связей. Методически отличаются идентификация отпечатков глобального поля и идентификация отпечатков платформенного, регионального и местного полей напряжений.

Идентификация отпечатков глобального поля напряжений, состоящего из меридиональных и широтных направлений (как будет показано — главных нормальных напряжений ротационного поля), сводится к нахождению их полюсов. Это может быть осуществлено графическими способами на глобусе и на сетке Вульфа.

Первый способ состоит из следующих операций:

1) найденная система направлений переносится на глобус м-ба 1:10 000 000, на котором визуальнo выделяются радиальные и концентрические направления;

2) радиальные направления продолжают до их пересечения, точка (область) которого отвечает полюсу симметрии линейных структурных элементов — географическому полюсу  $P$ .

Второй способ (рис. 2) состоит в определении координат точки пересечения меридиональных плоскостей, проходящих через точки наблюдения (долгота  $\varphi$ , широта  $\theta$ ) под углами  $\alpha$ , отвечающими азимутам преобладающих линейных элементов. Все эти определения проводятся с использованием сетки Вульфа (Соболев, 1954) и состоят из следующих операций:

1) на кальку, помещенную на сетку Вульфа, наносятся точки наблюдения I, II, III и т. д., например (см. рис. 2): точка I —  $\varphi_1 = 66^\circ$  в. д.,  $\theta_1 = 40^\circ$  с. ш.,  $\alpha_1 = 30^\circ$ , точка II —  $\varphi_2 = 38^\circ$  в. д.,  $\theta_2 = 36^\circ$  с. ш.,  $\alpha_2 = 28^\circ$ , точка III —  $\varphi_3 = 57^\circ$  з. д.,  $\theta_3 = 45^\circ$  ю. ш.,  $\alpha_3 = 40^\circ$ ;

2) определяем положение точек I<sup>1</sup>, II<sup>1</sup>, III<sup>1</sup> и т. д., лежащих на расстоянии  $90^\circ$  соответственно от точек I, II, III и т. д., совмещая их с экватором сетки Вульфа и отмеряя по нему расстояние в  $90^\circ$ ;

3) от точек I<sup>1</sup>, II<sup>1</sup>, III<sup>1</sup> и т. д. при совмещении их с экватором вдоль отвечающего им меридиана откладываем соответственно углы  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$  и т. д. и получаем положение точек I<sup>2</sup>, II<sup>2</sup>, III<sup>2</sup> и т. д.;

4) находим положение меридиональных плоскостей, проходящих через точки I, II, III и т. д. под углами  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$  и т. д., для чего совмещаем попарно точки I и I<sup>2</sup>, II и II<sup>2</sup>, III и III<sup>2</sup>

и т. д. с меридиональными линиями сетки Вульфа и проводим дуги, соединяющие эти точки;

5) положение полюса симметрии  $P$  линейных элементов находим как точку пересечения найденных выше меридиональных плоскостей. Для приведенного примера координаты точки  $P$  —  $\varphi = 175^\circ$  з. д.,  $\theta = 38^\circ$  с. ш.;

6) статистический анализ данных при определении координат полюса  $P$  лучше проводить, оперируя положениями проекций нормалей к найденным меридиональным плоскостям, проходящим через точки I и I<sup>2</sup>, II и II<sup>2</sup>, III и III<sup>2</sup> и т. д. (точки I<sup>3</sup>, II<sup>3</sup>, III<sup>3</sup> и т. д.), поскольку эти точки находятся на экваторе, перпендикулярном оси симметрии  $P$ . Для определения положения этого экватора следует попарно совместить точки I и I<sup>2</sup>, II и II<sup>2</sup>, III и III<sup>2</sup> и т. д. с меридианами сетки Вульфа и от них отмерить вдоль экватора  $90^\circ$ . Найденные точки I<sup>3</sup>, II<sup>3</sup>, III<sup>3</sup> и т. д. совмещаем с меридианом сетки Вульфа, оцениваем наблюдаемый разброс; точки, далеко отстоящие от среднего положения меридиана, отбрасываем, как не отвечающие данной системе, проводим меридиональную плоскость. Находим положение полюса  $P$  как проекцию нормали к найденной меридиональной плоскости, для чего совмещаем ее с меридианом сетки Вульфа и откладываем от нее по экватору  $90^\circ$ .

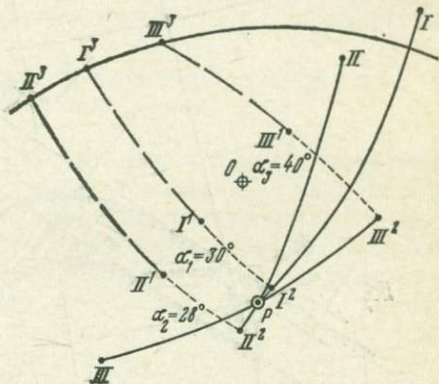


Рис. 2. Схема операций по определению положения географического полюса на сетке Вульфа (0 — центр сетки)

При проведении такого анализа заранее не очевидно, какие азимуты отвечают радиальным направлениям, а какие — концентрическим. Поэтому мы вынуждены ввести в обработку и те, и другие. В итоге обработки на сетке Вульфа проекции нормалей к плоскостям, проходящим через точки наблюдения под данными азимутами, будут образовывать круговые области распространения в случае принадлежности анализируемых направлений к концентрическим и расположатся вдоль какого-либо меридиана в случае принадлежности направлений к радиальным. Эти последние и используются для определения положения полюса симметрии точки  $P$  по описанной выше методике.

Установление фрагмента отпечатка глобального поля напряжений на площади  $10 \times 10^\circ$  позволяет достаточно надежно определить его геометрию, ориентацию на земной сфере и положение его полюсов. Точность их нахождения графическими

методами варьирует от круга диаметром в  $3-4^\circ$  до эллипса с осями  $3$  и  $10^\circ$ , возрастая при приближении точек наблюдения к полярной области искомого отпечатка глобального поля, а также при взаимном удалении точек наблюдения вдоль параллели соответствующего отпечатка глобального поля на расстояние до  $90^\circ$ .

Идентифицировать отпечатки платформенного, регионально-го и местного полей напряжений, отличающихся кривизной слагающих их главных нормальных и максимальных касательных

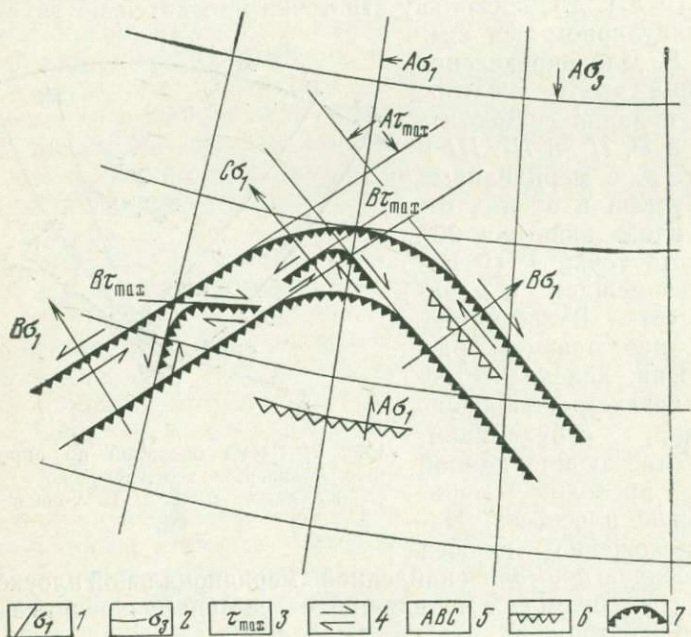


Рис. 3. Схема разделения отпечатков платформенного, регионального и местного полей напряжений:

1 — направление действия главных сжимающих напряжений; 2 — направление действия главных растягивающих напряжений; 3 — проекция площадки, на которую действуют максимальные касательные напряжения; 4 — направление сдвига; 5 — этапы действия максимальных касательных или главных нормальных напряжений; 6 — площадки, возникшие под действием главных сжимающих напряжений или под действием максимальных касательных напряжений предшествующего этапа, на которые действуют главные сжимающие напряжения; 7 — контур дугообразной площадной структуры, возникший под действием максимальных касательных напряжений предшествующего этапа, на который действуют главные сжимающие напряжения последующего этапа

напряжений, позволяет знание геометрических принципов их построения, в том числе принципа разделения напряжений на составляющие — продольные и поперечные уже возникшим разрывным нарушениям (рис. 3). Следует также использовать

признаки: для главных сжимающих напряжений — ориентацию поперечно им горных хребтов, для максимальных касательных напряжений — соответствие сопряженным сдвигам. Если хребты имеют дугообразную форму, то это означает, что их флангам отвечают сопряженные сдвиги, вызванные максимальными касательными напряжениями платформенного (регионального) поля и поперечно хребтам действуют главные сжимающие напряжения регионального (местного) поля. Как будет показано ниже, использование этих принципов позволяет однозначно решить задачу реконструкции платформенных, региональных и местных полей напряжений и отвечающих им тектонических структур, что служит доказательством правомерности этих принципов.

### Определение возраста отпечатков региональных и местных полей напряжений

Это определение проводится по связи их с конкретными тектоническими структурами известного возраста. Сложнее обстоит дело с отпечатками глобальных полей напряжений. Их возраст определяется по связи с региональными и местными полями напряжений и отвечающими им тектоническими структурами установленного возраста. Полученные таким способом данные подвергаются дополнительной проверке. Основана она на том, что каждому отпечатку глобального поля, как было установлено, отвечает тектоническая активизация на площади его распространения. Это и позволяет провести сравнительный анализ пространственного расположения отпечатков глобального поля и известных на площади их распространения этапов тектонической активизации. Отпечатки глобального поля и этапы тектонической активизации охватывают площади целых материков или значительных их частей. Поэтому подобный сравнительный анализ целесообразно проводить лишь в глобальном масштабе и его результаты перенести в таблицу.

Индексы отпечатков ротационного поля напряжений, найденных на разных материках, помещаются в тех горизонтальных строках табл. 1, которым отвечают складчатости, расположенные под углами 0 и 45° к направлениям отпечатков и развитые на разных материках (вертикальные столбцы табл. 1). Общие (одинаковые) индексы отпечатков, развитых на разных материках и повторяющихся в пределах одной строки, внесены в правый ряд. Они рассматриваются как отпечатки, отвечающие возрасту складчатости, которой соответствует данная строка. Так определены возрасты отпечатков ротационного поля напряжений  $E^4$  и  $E^{6a}$ ,  $B^6$  и  $E^{6b}$ ,  $E^{6c}$  и  $B^4$  и др. Если одинаковые пары индексов отпечатков ротационного поля напряжений оказываются расположенными в разных строках, например отпечатки  $B^{6a}$  и  $B^{6b}$  и возраст одного из отпечатков  $B^{6b}$  определен, то возраст отпечатка  $B^{6a}$  должен отвечать возрасту складчатости

Распространение на материках отпечатков ротационного поля напряжений разного возраста

Складчатость	Возраст тектонической активизации	Индексы отпечатков ротационного поля напряжений, отвечающих по своей ориентации региональным структурам данного возраста активизации						Индекс отпечатки ротационного поля напряжений общего для материков	Координаты северного полюса
		Европа	Азия	Африка	Северная Америка	Южная Америка	Австралия		
Байкальская	Граница венда— раннего кембрия		$E^0$ $E^1$ $E^2$ $E^3$		$E^0$			$E^0$ $E^1$ $E^2$ $E^3$ $E^4$	12° ю. ш., 174° в. д. 9° ю. ш., 173° в. д. 11° ю. ш., 165° в. д. 23° ю. ш., 167° в. д. 29° ю. ш., 176° в. д.
	Ранний кембрий								
	Средний кембрий	$E^4, E^{6a}$ $B^4, B^4$	$E^4, C^1$	$E^4$ $E^{6a}-B^0$					$E^5$
Каледонская	Граница позднего ордовика — раннего силура		$E^0$		$E^0$	$E^0$	$E^0$	$E^6$	24° с. ш., 159° з. д.
	Граница позднего силура — раннего девона	$E^4, E^{6a}$ $B^0, B^4$	$E^{6a}-B^0$	$E^4, E^{6a}$ $B^0$	$E^{6a}-B^0$	$E^{6a}-B^0$	$E^{6a}-B^0$	$E^{6a}$	38° с. ш., 175° з. д.
Герцинская	Поздний девон				$E^{6b}$			$E^{6b}$	45° с. ш., 158° в. д.
	Конец среднего карбона	$E^{6c}, B^1$ $B^4$		$E^{6c}$				$E^{6c}$	44° с. ш., 140° в. д.
	Граница позднего карбона — ранней перми	$E^{6c}, B^1$ $B^4$		$B^1$			$B^1$	$B^0 (E^7)$ $B^1$	42° с. ш., 127° в. д. 47° с. ш., 127° в. д.
	Ранняя пермь			$B^2$	$B^2, B^4$			$B^2$	50° с. ш., 119° в. д.
	Поздняя пермь			$B^3$				$B^3$	46° с. ш., 111° в. д.
Герцинская	Граница поздней перми — раннего триаса	$E^{6c}, B^4$ $B^4$	$B^4$	$B^4$	$B^2, B^4$			$B^4$	21° с. ш., 120° в. д.
	Граница среднего — позднего триаса		$B^5$	$B^5$				$B^4$	19° с. ш., 148° в. д.
Тихоокеанская	Поздняя юра	$E^{6a}-B^0$ $B^{6a}, B$ $C^2, C^2$	$E^{6a}-B^0$ $B^{6a}, B^{6b}$ $C^2$	$E^4$ $B^{6a}-B^0$	$E^{6a}-B^0$	$E^{6a}-B^0$ $B^{6b}$	$E^{6a}-B^0$	$B^0$	38° с. ш., 175° з. д.
	Ранний мел	$E^{6a}-B^0$ $B^{6a}, B^{6b}$ $C^2, C^2$	$E^{6a}, B^0$ $B^{6a}, B^{6b}$ $B^{6c}, C^2$			$B^{6a}$		$B^{6a}$	52° с. ш., 153° з. д.
	Граница раннего — позднего мела	$E^{6a}-B^0$ $B^{6a}, B^{6b}$ $C^2, C^2$	$E^{6a}-B^0$ $B^{6a}, B^0$ $C^2$	$B^{6b}$	$B^{6b}$	$B^{6b}$		$B^{6b}$	58° с. ш., 138° з. д.
	Поздний мел		$B^{6c}, C^0$ $C^1$		$B^{6c}, C^0$ $C^1$		$B^{6c}$	$B^{6c}$	63° с. ш., 105° з. д.
Альпийская	Граница позднего мела — раннего палеогена		$B^{6c}, C^0$ $C^1$		$B^{6c}, C^0$ $C^1$			$C^0 (B^7)$	61° с. ш., 71° з. д.
	Палеоцен	$C^1$	$B^{6c}, C^0$ $C^1$		$B^{6c}, C^0$ $C^1$			$C^1$	56° с. ш., 80° з. д.
	Граница палеоцена — эоцена	$E^{6a}-B^0$ $B^{6a}, B^{6b}$ $C^2, C^2$	$C^2$	$C^2$	$C^2$	$C^2$	$C^2$	$C^2$	53° с. ш., 62° з. д.
	Поздний эоцен		$C^3$					$C^3$	56° с. ш., 40° з. д.
	Граница позднего палеогена — раннего неогена		$C^4$	$C^4$	$C^4$	$C^4$		$C^4$	70° с. ш., 20° з. д.
Граница неогена — антропогена	$C^5$	$C^5$	$C^5$	$C^5$	$C^5$	$C^5$	$C^5$	Современное положение	

сти другой строки. Если несколько отпечатков имеют расположенные близко полюса, например  $B^{6b}$ ,  $B^{6c}$  и  $C^0$ , то можно допустить, что они располагаются в возрастной последовательности, отвечающей последовательности их нахождения на объединяющем их отрезке дуги. Если мы продолжим начало и конец этой дуги до полюсов отпечатков, возраст которых определен как  $B^{6a}$  и  $C^1$ , то нетрудно найти путем интерполяции возраст отпечатков с промежуточным положением полюсов  $B^{6b}$ ,  $B^{6c}$ ,  $C^0$ .

### **Установление преобладающих интервалов между зонами повышенной трещиноватости**

Работа распадается на следующие операции:

1) выделяются отпечатки глобального, региональных и местных полей напряжений в соответствии с описанной выше методикой;

2) выделяются представительные фрагменты найденных отпечатков полей напряжений разного масштаба, тектонического положения и возраста;

3) в пределах выделенных фрагментов полей напряжений по их направлениям проводится серия параллельных профилей. Точки их пересечения с ортогональными им линейными элементами проектируются на прямую и определяется число точек, приходящихся на интервал 2 мм. Расстояние между профилями подбирается таким, чтобы получить устойчивые статистические максимумы;

4) строятся гистограмма частоты линейных элементов (трещин) и кривые, описывающие ее максимумы.

## Глава II

# МОРФОЛОГИЯ, ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ОТПЕЧАТКОВ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ПЛАТФОРМЕННЫХ ПЛОЩАДНЫХ СТРУКТУР

### 1. МОРФОЛОГИЯ И ПРИРОДА ОТПЕЧАТКОВ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

*Морфология отпечатков глобального поля напряжений.* Анализ пространственного расположения линейных структурных элементов позволил обнаружить их глобальные системы. Оказалось, что они обладают осесимметричным строением и состоят из радиальных (меридиональных) направлений, сходящихся в двух антиподальных точках (полюсах) и концентричных круговых направлений (параллелей). В некоторых случаях удаётся обнаружить системы направлений, расположенных к первым двум под углами в  $45^\circ$ . Всего было обнаружено 29 осесимметричных систем, каждая из которых обладает своим расположением оси симметрии (полюсов). Среди этих систем можно выделить две основные группы: 1) системы, оси которых взаимно перпендикулярны (3 системы), 2) системы с различным расположением осей (26 систем).

*Отпечатки глобального поля напряжений, оси которых взаимно перпендикулярны* — это отпечатки, имеющие оси  $L$ ,  $M$  и  $N$  (рис. 4). Координаты одного из полюсов каждой из систем следующие:  $L_1$  —  $30^\circ$  в. д.,  $52^\circ$  с. ш.,  $M_1$  —  $115^\circ$  в. д.,  $5^\circ$  ю. ш.,  $N_1$  —  $156^\circ$  з. д.,  $37^\circ$  с. ш. Системы (отпечатки) описывают линейные элементы в широком возрастном диапазоне от самых древних до самых молодых. Они состоят из радиальных и концентрических направлений, а также направлений, расположенных к ним под углами  $45^\circ$ . Системой с осью  $L$  описывается не менее 75% линейных структурных элементов, но лишь в диапазоне широт этой системы  $\pm 70^\circ$ . В полярных областях этой системы относящиеся к ней линейные структурные элементы практически отсутствуют. Подобным свойством обладает также система с осью  $N$ , которой принадлежит 50—60% линейных структурных элементов, но в меньшем диапазоне широт  $\pm 50^\circ$ . Отличается от них в этом отношении система с осью  $M$ , которой принадлежат линейные структурные элементы во всем диапазоне широт  $\pm 90^\circ$ . Ей принадлежит 60—70% линейных структурных элементов. Указанные проценты в сумме не составляют 100, поскольку некоторые линейные элементы принадлежат одновременно разным системам.

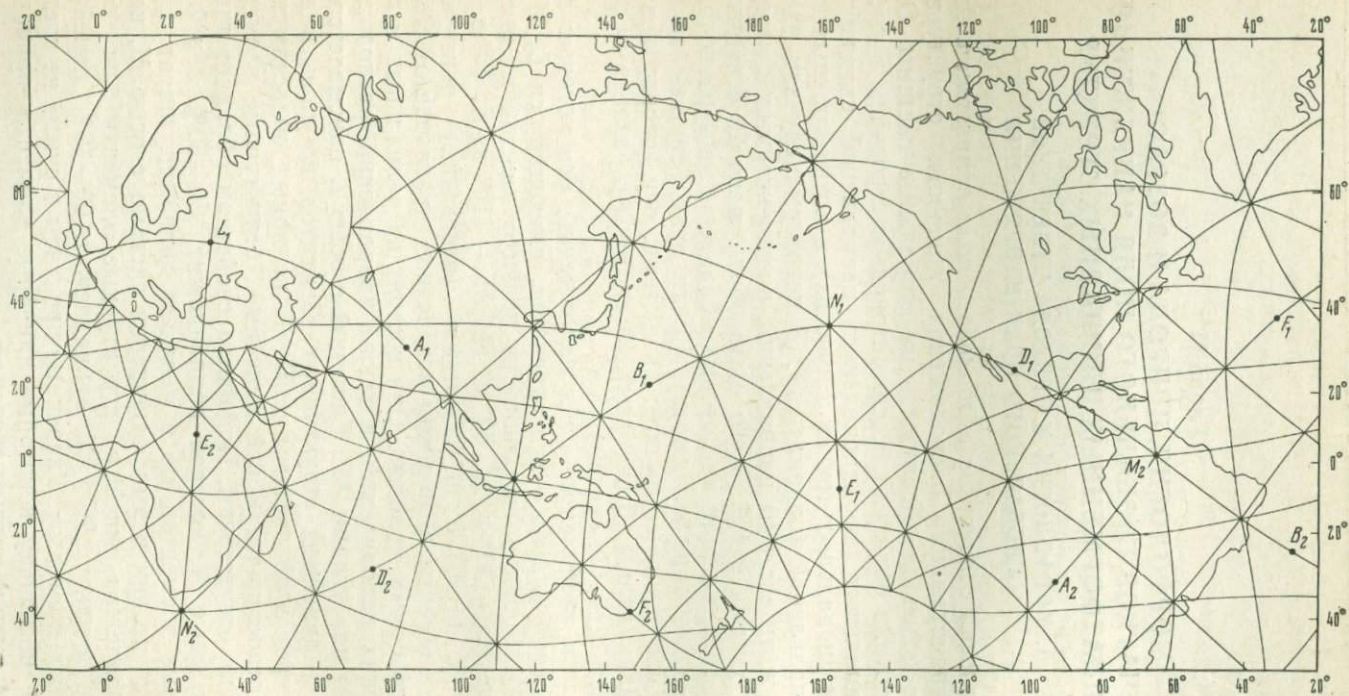


Рис. 4 Отпечаток глобального ротационного поля напряжений с осью  $L$  (пояснения в тексте)

При взаимной перпендикулярности трех осей система, отвечающая одной из осей, может оказаться не реальной, а результатом сложения двух других. Такая система будет обладать осевой симметрией только в своем экваториальном поясе в интервале не более  $\pm 50^\circ$ , а ее концентрические направления не будут четко выражены. Такими свойствами обладает система с осью  $N$ , которую поэтому следует считать результатом сложения систем с осями  $L$  и  $M$ .

*Отпечатки глобального поля напряжений с различным расположением осей.* Классифицировать и индексировать эти отпечатки (системы) оказалось возможным лишь после установления их возраста и нахождения траектории движения палеогеографического полюса (см. гл. IV). Системы были разделены на 4 возрастные группы:  $D$ ,  $E$ ,  $B$ ,  $C$ . В группе  $D$  была выделена четко только одна система  $D^4$ . В группе  $E$  выделены системы:  $E^0$ ,  $E^1$ ,  $E^2$ ,  $E^3$ ,  $E^4$ ,  $E^5$ ,  $E^6$ ,  $E^{6a}$ ,  $E^{6b}$ ,  $E^{6c}$ ,  $E^7$  (она же  $B^0$ ). В группе  $B$  выделены системы:  $B^0$ ,  $B^1$ ,  $B^2$ ,  $B^3$ ,  $B^4$ ,  $B^5$ ,  $B^6$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $B^{6c}$ ,  $B^7$  (она же  $C^0$ ). В группе  $C$  выделены системы:  $C^0$ ,  $C^1$ ,  $C^2$ ,  $C^3$ ,  $C^4$ ,  $C^5$  (отвечает современной сетке параллелей и меридианов). Для обозначения северного полюса к индексу внизу справа приписывается цифра 1, например,  $E_1^3$ , а для обозначения южного полюса — цифра 2, например  $E_2^3$ . Для всех этих систем характерно, что они состоят из радиальных и концентрических направлений, а направления, расположенные к ним под углами  $45^\circ$ , развиты слабо, исключая, быть может, современную систему  $C_5$ . Координаты и возраст этих систем указаны в табл. 1.

На территории Африки на основании анализа пространственного расположения линейных структурных элементов рельефа выделяются следующие 12 отпечатков глобального поля напряжений (рис. 5):  $D^4$ ,  $E^4$ ,  $E^{6a}$ — $B^6$  (один отпечаток, повторявшийся дважды),  $E^{6c}$ ,  $B^1$  и  $C^2$  (близкие по ориентации направлений отпечатку  $E^{6c}$ ),  $B^2$ ,  $B^4$ ,  $B^5$  (близкие по ориентации направлений отпечатку  $B^4$ ),  $B^{6b}$  (состоящий из направлений, совпадающих с направлениями отпечатков  $D^4$ ,  $E^{6c}$  и  $B^1$ ),  $C^5$ .

Отпечаток  $D^4$  хорошо трассируется на всей территории Центральной и Южной Африки, охватывая в том числе зоны орогени Кибара-Урунди, однако описываемые им разломы сравнительно редки. Отпечатки  $E^4$  и  $E^{6a}$ — $B^6$  прослеживаются фрагментарно на площади Южной Африки и связанные с ними разломы немногочисленны. Отпечатки  $E^{6c}$  и  $B^1$  прослеживаются преимущественно в Центральной и Юго-Восточной Африке, где в их систему входят известные там крупные разломы. Отпечаток  $B^2$  трассируется по всей Африке и им описываются многие разломы. Отпечатки  $B^4$ ,  $B^5$  также известны на всей территории Африки и ими описываются разломы преимущественно на севере и юге материка. Отпечаток  $B^{6b}$  известен в Южной Африке, он включает элементы отпечатков  $D^4$ ,  $E^{6c}$ ,  $B^1$  и  $C^2$  и им

описывается ряд разломов. Отпечаток  $C^2$  известен на всей площади Африки, но описываемые им разломы сравнительно редки и встречаются преимущественно на севере и юго-востоке. Отпечаток  $C^3$  прослеживается в Центральной Африке, подчиненные ему разломы немногочисленны. Отпечаток  $C^5$ , отвечающий современным направлениям параллелей и меридианов,

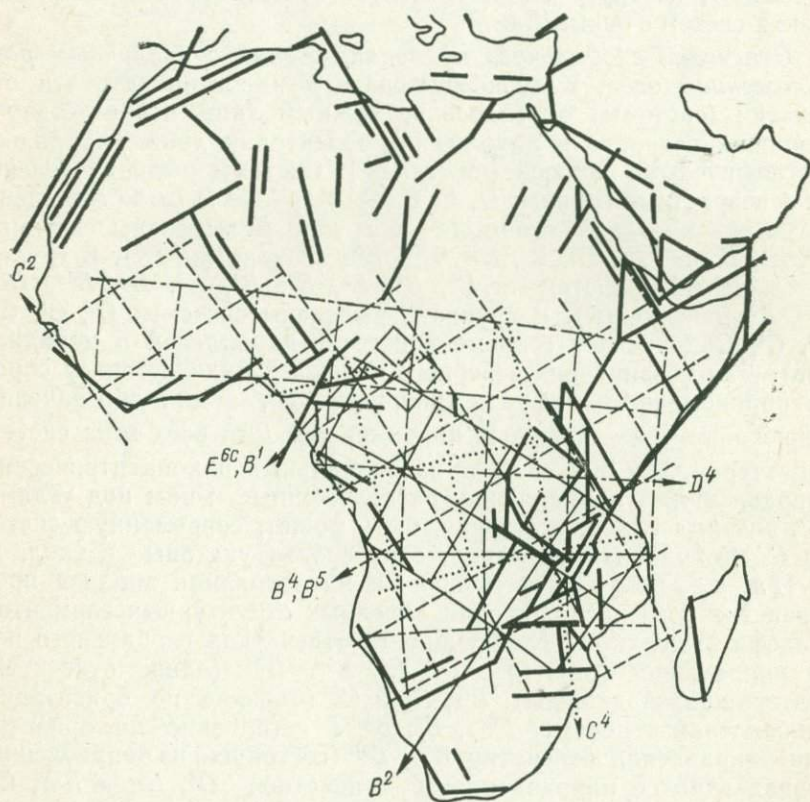


Рис. 5. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений на территории Африки (разломы по Дж. Мууди и М. Хиллу)

пользуется повсеместным распространением, но описываемые им разломы сравнительно редки.

На территории Европы выделяются следующие отпечатки глобального ротационного поля напряжений:  $E^4$ ,  $E^{6a}$ — $B^5$ ,  $E^{6c}$ ,  $B^1$ ,  $B^4$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $C^2$  и  $C^5$  (рис. 6). Отпечаток  $E^4$  развит фрагментарно, преимущественно на востоке Европы, где на Тиманском кряже встречаются подчиненные ему разломы. На юго-востоке Европы он сливается с отпечатком  $B^4$ , имеющим азимуты  $82$  и  $352^\circ$ . Далее за пределами Европы он известен

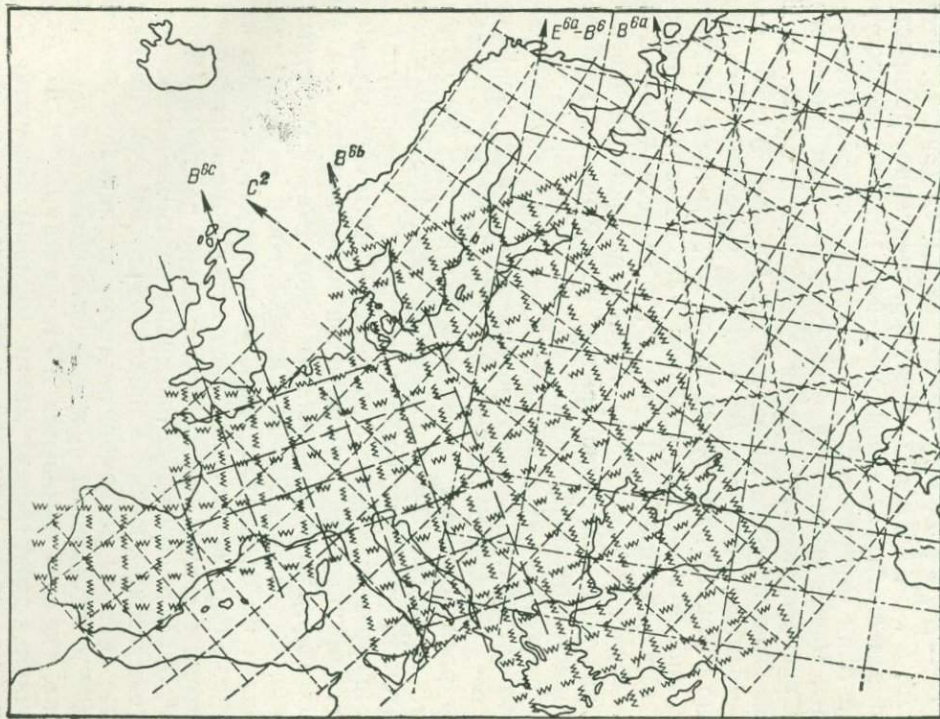


Рис. 6. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений на территории Европы

в Африке и Азии. Отпечаток  $E^{6a}-B^6$  пользуется общемировым распространением, на юго-востоке Европы имеет азимуты 30 и 300°. Им описываются многие разломы, особенно в Западной Европе. Отпечатки  $E^{6c}$  и  $B^1$  распространены в Западной Европе, где ими описывается большое число разломов. Отпечаток  $B^4$  известен на востоке Европы, где он тяготеет к зоне Урала. Там же распространен, охватывая еще большую площадь, отпечаток  $B^{6a}$ . На площади всей Европы распространен отпечаток  $B^{6b}$ , которым в Западной Европе описываются многие разломы. Общеевропейское распространение имеют отпечатки  $C^2$  и  $C^5$ , причем направления последнего совпадают с современной сеткой параллелей и меридианов.

На территории Азии известны следующие отпечатки глобального ротационного поля напряжений:  $E^0, E^1, E^2, E^3, E^4, E^5, E^6, E^{6a}-B^6, B^4, B^5, B^{6a}, B^{6b}, B^{6c}, C^0, C^1, C^5$  (рис. 7). Отпечатки  $E^0, E^1, E^2, E^3, E^4, E^5, E^6$  имеют фрагментарное распространение и определяются не вполне уверенно. Широко распространен по всей Азии отпечаток  $E^{6a}-B^6$ , которым описываются многие разломы. Четко выделяется отпечаток  $B^4$ , хотя имеет ограниченное распространение, будучи приурочен к Уралу. В Центральной Азии известен отпечаток  $B^5$ . По всей Восточной Азии распространены отпечатки  $B^{6a}$  и  $B^{6b}$ , в Северо-Восточной Азии надежно реконструируется отпечаток  $B^{6c}$ , причем в эти системы входят многие известные разломы. Так, на ограниченных площадях известны отпечатки  $C^0$  и  $C^1$ , а по всей Азии —  $C^2$  и  $C^5$ , причем последний имеет общемировое распространение и отвечает широтным и меридиональным направлениям глобального ротационного поля напряжений.

На площади Северной Америки развиты следующие отпечатки глобального ротационного поля напряжений:  $E^0, E^6, E^{6a}-B^6, E^{6b}, B^3, B^4, B^{6a}, B^{6b}, C^0, C^1, C^3, C^4, C^5$  (наиболее широко распространенные изображены на рис. 8). Отпечаток  $E^0$ , хотя и фрагментарно, развит на всей площади материка. Отпечаток  $E^6$  развит на востоке материка — к востоку от меридиана, проходящего через западный берег Залива Св. Лаврентия, причем наиболее отчетливо он проявляет себя в районе Великих озер, где ему подчинены некоторые из известных там разломов. Отпечаток  $E^{6a}-B^6$  распространен на всей площади материка и им описываются многие разломы, особенно на юге материка. Столь же широкое распространение имеет отпечаток  $E^{6b}$ , которым также описываются многие разломы. Отпечатки  $B^2$  и  $B^4$ , близкие по положению своих полюсов, распространены преимущественно к югу от Канадского щита и ими описываются основные системы разломов, развитые на западе и юге. Отпечатки  $B^{6a}$  и  $B^{6b}$  развиты преимущественно на западе — в Кордильерах, где они смыкаются с отпечатками  $E^{6a}-B^6, B^2$  и  $B^4$  и включают в свою систему многие разломы. Отпечатки  $C^0$  и  $C^1$  известны на севере материка, а отпечаток  $C^4$  — на юго-западе.

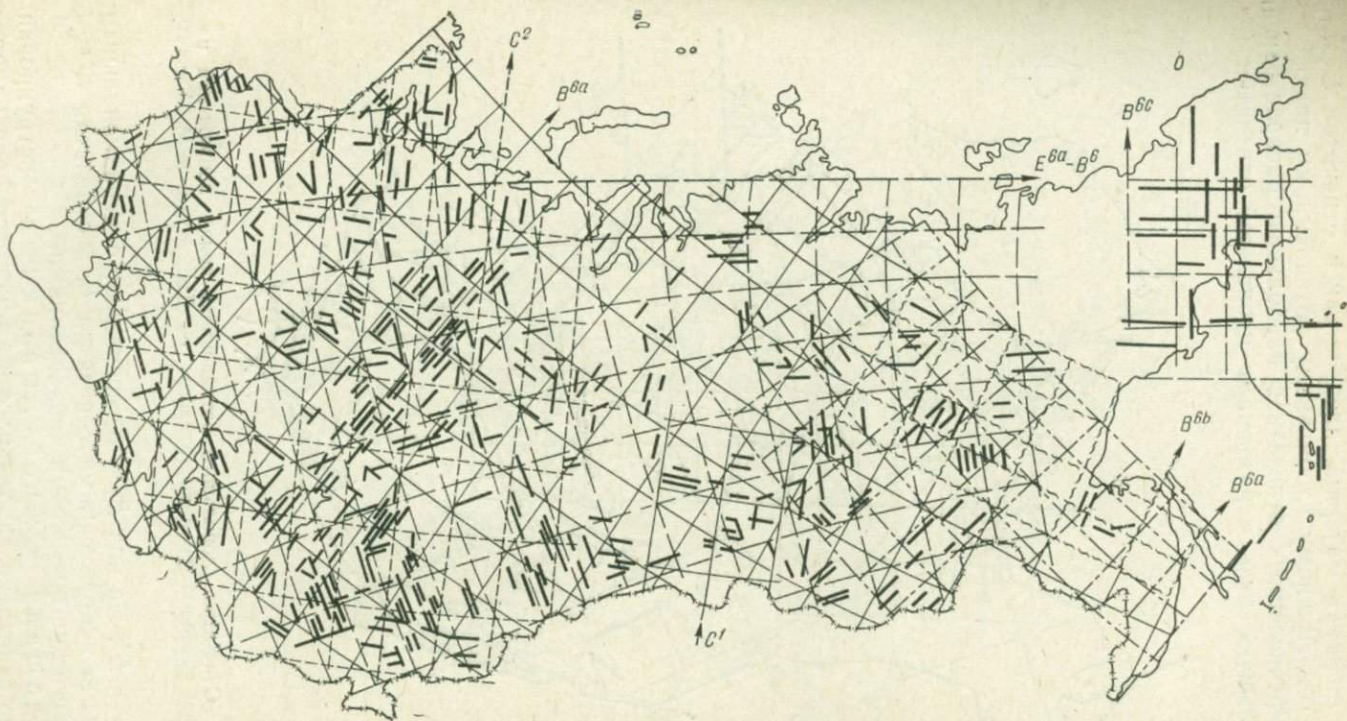


Рис. 7. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений на территории СССР (разломы по Л. В. Булиной, Н. К. Булину, Г. И. Мартьяновой, Д. М. Мильштейну, 1974)

По всей площади материка распространен отпечаток  $S^5$ , отвечающий современному глобальному ротационному полю.

Из перечисленных отпечатков наибольшее распространение и наибольшую связь с разломами проявляют отпечатки  $E^{6a}$ —

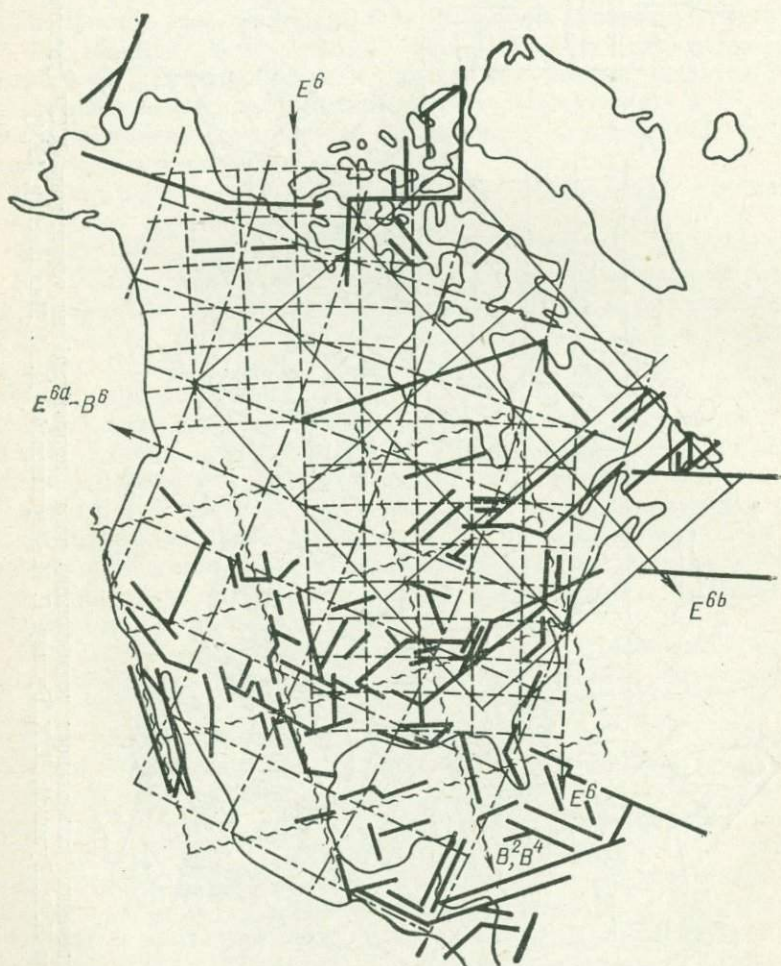


Рис. 8. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений на территории Северной Америки (разломы по Дж. Муди и М. Хиллу)

$B^6$ ,  $E^{6b}$ ,  $B^2$  и  $B^4$ . Из них  $B^2$  и  $B^4$  совпадают с меридиональными и широтными направлениями отпечатка  $L$ , а отпечатки  $E^{6a}-B^6$  и  $B^{6b}$  — с его диагональными направлениями.

На площади Южной Америки реконструированы следующие отпечатки глобального ротационного поля напряже-

ний:  $E^6$ ,  $E^{6c}$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $C^2$ ,  $C^5$ ; широко распространенные изображения на рис. 9. Отпечатки  $E^6$ ,  $B^{6b}$  и  $C^5$  распространены по всей площади материка, отпечатки  $E^{6c}$  и  $B^{6a}$  известны преимущест-

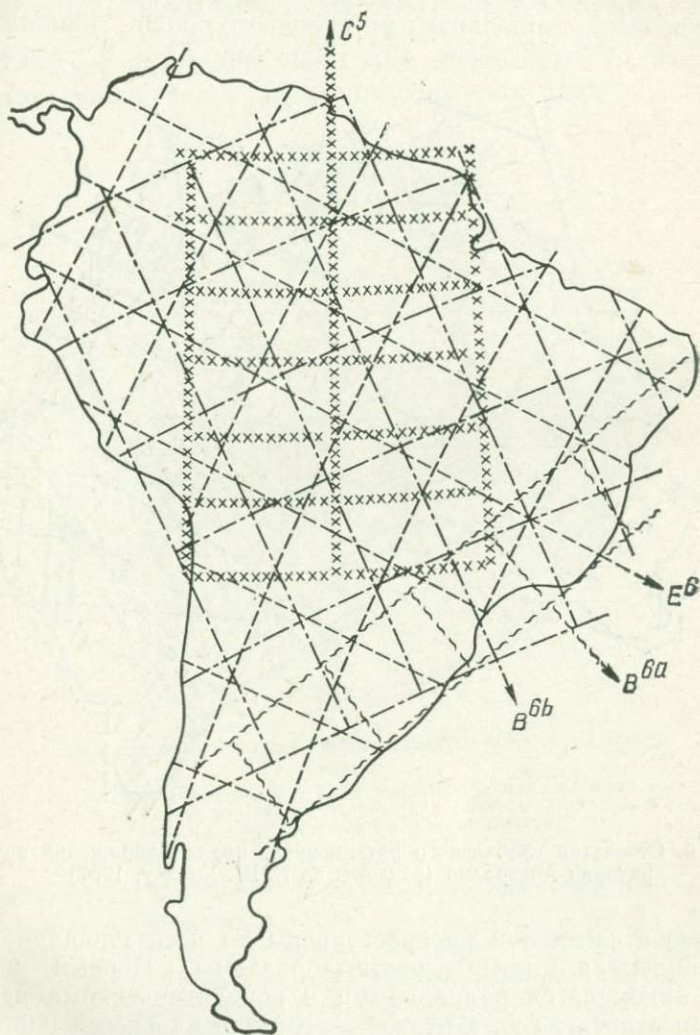


Рис. 9. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений на территории Южной Америки

венно в его юго-восточной части а  $C^2$ —в центральной. Отпечаток  $C^5$  распространен по всей площади материка, отвечая широтным и меридиональным направлениям современного ротационного поля напряжений.

Отпечаток  $E^6$  хорошо согласуется с радиальными и концентрическими направлениями отпечатка  $L$ , а  $B^{6b}$  — с его диагональными направлениями.

На площади Австралии реконструированы следующие отпечатки глобального ротационного поля напряжений:  $E^6$ ,  $B^1$ ,  $B^{6c}$ ,  $C^2$  и  $C^5$  (рис. 10). Отпечатки  $E^6$  и  $B^{6c}$  выражены

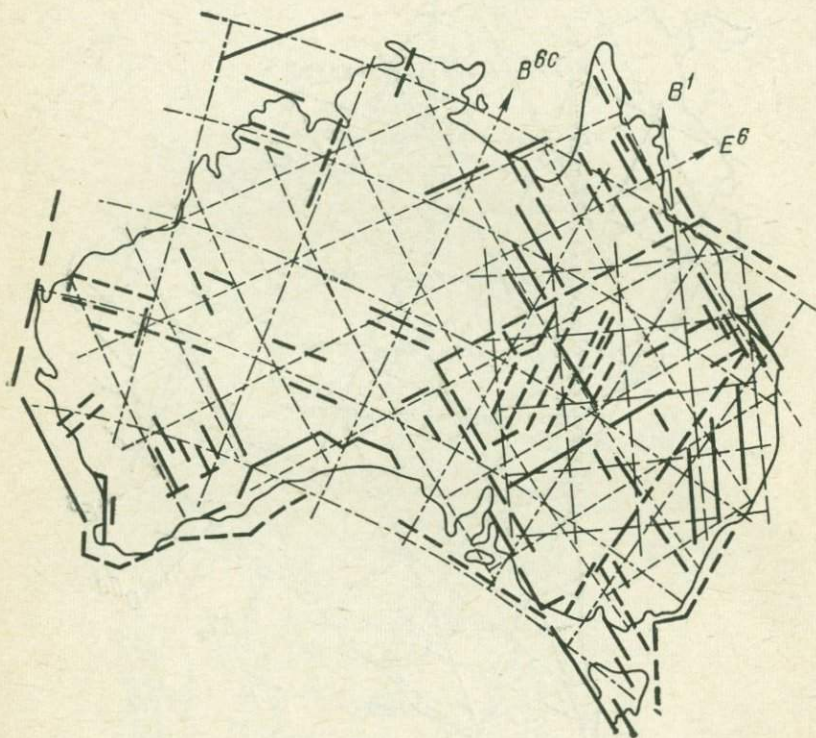


Рис. 10. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений на территории Австралии (разломы по Е. Ш. Хиллсу, 1967)

наиболее отчетливо и распространены по всей площади материка, описывая многие известные разломы. Первый из них также описывается радиальными и концентрическими направлениями отпечатка  $L$ , а второй — его диагональными направлениями. Отпечатки  $B^1$  и  $C^2$  развиты на востоке материка, а отпечаток  $C^5$  имеет общее распространение, отвечая широтным и меридиональным направлениям современного глобального ротационного поля напряжений.

*Природа отпечатков глобального поля напряжений.* Осесимметричная форма систем линейных структурных элементов указывает на связь их образования с действием в земной коре ротационного поля напряжений, возникающего при изменении

угловой скорости вращения Земли. Этот вывод базируется на теоретических предпосылках и расчетах, в которых Земля рассматривается как тонкая сферическая оболочка, заполненная вязкой несжимаемой жидкостью (Долицкий, Кийко, 1963). При неравномерном вращении такой оболочки она меняет свое полярное сжатие и площадь поверхности, в результате чего в ней возникает осесимметричное поле напряжений. Главные нормальные напряжения  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  ориентируются вдоль меридианов

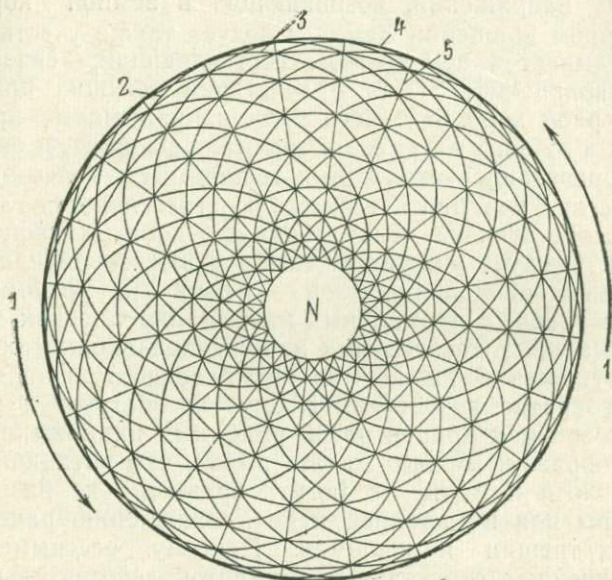


Рис. 11. Схема глобального ротационного поля напряжений

1 — направление вращения; 2, 3 — направления максимальных касательных напряжений; 4, 5 — направления главных нормальных напряжений, N — северный полюс Земли

и параллелей, а площадки, на которые они действуют, перпендикулярны поверхности Земли и располагаются по меридиональным и широтным сечениям. Главные нормальные напряжения  $\sigma_2$  перпендикулярны поверхности Земли. Максимальные касательные напряжения  $\tau_{\max}$  располагаются под углами в  $45^\circ$  к  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , а поверхности, вдоль которых они действуют, перпендикулярны поверхности Земли. Направления  $\tau_{\max}$  при подходе к полюсам закручиваются вокруг них, приближаясь к полюсам по экспоненте (рис. 11). Подтверждение этих выводов получил Г. Кнетч (Knetsch, 1965), который провел эксперимент, вращая с неравномерной скоростью сферу, поверхность которой была покрыта слоем глины. В результате в ней возник отпечаток поля напряжений, подобный описанному.

Таким образом, принципиальная возможность возникновения в земной коре отпечатка ротационного поля напряжений не вызывает сомнений. Наличие осесимметричных систем линейных структурных элементов, по своей геометрии подобное рисунку ротационного поля напряжений, можно рассматривать в качестве довода в пользу образования осесимметричных систем как отпечатков в земной коре ротационного поля напряжений. Для окончательного доказательства необходимо дать количественную оценку напряжений, возникающих в земной коре при неравномерном вращении Земли. Следует также учесть, что на них накладывается переменная составляющая, связанная с суточным вращением Земли и действием бегущих приливных волн в твердой коре. К такого рода напряжениям прочность пород, как и любого материала, значительно ниже, и они могут вызвать образование усталостных трещин. Тем более это справедливо, если учитывать возможную агрессивность глубинной среды, способствующей ослаблению прочностных свойств горных пород. Следует учитывать также существование в земной коре линейных ослабленных зон — трещин и разломов. При ориентации главных нормальных напряжений поперек этих зон или максимальных касательных напряжений вдоль них вероятность разрушения пород по ним — оживление трещин и разломов — многократно возрастает. Этому способствует и роль ослабленных зон как концентраторов объемных напряжений.

Таким образом, можно сделать вывод, что ротационные напряжения, хотя и малы, но могут привести к разрушению земной коры или по крайней мере к оживлению ранее существовавших трещин и разломов. Поэтому осесимметричные системы линейных структурных элементов действительно можно рассматривать как отпечатки в виде трещин ротационного поля напряжений разной ориентации, проявляющихся в рельефе как на фотопластинке благодаря действию речных потоков. Часть этих трещин в процессе деформации и смещения земной коры преобразуется в разломы, разделяющие тектонические зоны и служащие каналами для проникновения изверженных пород. Благодаря этому они приобретают геологическое выражение и отражаются в магнитных и гравитационных полях.

Отпечатки ротационного поля напряжений на разных материках представляют собой фрагменты их единых одновозрастных отпечатков, не смещенных друг относительно друга. Это совершенно однозначно указывает на отсутствие дрейфа материков. Отпечатки ротационного поля напряжений последующими горизонтальными смещениями искажены слабо или вовсе не искажены. Величина искажений, измерявшаяся нами в м-бе 1 : 1 000 000, указывает на существование горизонтальных смещений только в горных областях, причем амплитуда смещения не превышает первых десятков километров за тектонический этап (Алтае-Саянская область). Поскольку направление гори-

горизонтального смещения в каждом этапе различно, то его суммарная величина за фанерозой также не будет превышать первых десятков километров.

Преобладающие интервалы между зонами повышенной трещиноватости. На основе описанной методики был проведен анализ линейных структурных элементов, входящих в систему отпечатка современного глобального

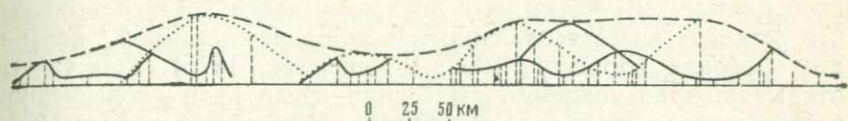


Рис. 12. Гистограмма трещиноватости восточной части Восточно-Европейской платформы и кривые, описывающие ее максимумы

ротационного поля напряжений  $S^5$  с целью выявления преобладающих интервалов между зонами повышенной трещиноватости, входящих в эту систему. Анализ проводился на топографических картах СССР м-бов 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000 и охватывал центральную и восточную части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирскую плиту. Опытным путем было установлено, что устойчивые максимумы повышенной трещиноватости могут быть получены, если анализ проводится в полосе шириной 125 км, т. е. если таково расстояние между профилями, вдоль которых строятся гистограммы трещиноватости.

Были построены гистограммы трещиноватости, кривые, описывающие их максимумы, а также описывающие их более общие кривые. Гистограмма представляет собой ломаную линию (рис. 12). Кривая, описывающая максимумы гистограммы, волнообразна, причем ее форма вблизи максимумов бывает симметричной или асимметричной. Наблюдаются случаи, когда форма этой кривой вблизи соседних максимумов оказывается одинаково асимметричной, что, вероятно, связано с асимметрией вызвавшего трещины поля напряжений, источником которого было ротационное поле, преломленное на поверхности крупного разлома. Кривые, описывающие группы этих максимумов, волнообразны, их форма вблизи максимумов также может быть симметричной или асимметричной. Отмечаются случаи, когда соседние асимметричные максимумы проявляют зеркальную симметрию, что можно рассматривать как результат воздействия на земную кору поля напряжений, связанного с глубинным разломом, находящимся между этими максимумами трещиноватости.

Оказалось возможным выделить на гистограммах трещиноватости (путем построения кривых, описывающих их максимумы)

мы), интервалы, находящиеся между собой в отношении  $1x : 2x : 3x : 4x : 5x : 6x : 7x : 8x$ , где  $x$  — мощность земной коры в данном месте. При этом интервалы, снятые с гистограммы, чаще имеют величину  $1x$ , снятые с кривой, проходящей через ее максимумы, — величины  $2x$  и  $3x$ , снятые с обобщающей кривой, —  $6x$ ,  $7x$  и  $8x$  и очень редко —  $4x$  и  $5x$ .

Так, на востоке Восточно-Европейской платформы величина  $x$  колеблется в пределах 40—43 км, на севере Западно-Сибирской плиты — 46—48 км, а в южной ее части достигает 50 км, что отвечает известным данным о мощности земной коры в этих районах (Борисов, 1967, Деменицкая, 1975). Тем самым открывается возможность выделения среди зон повышенной трещиноватости наиболее глубинных, связанных с деформацией всей земной коры, а не отдельных ее частей, что может иметь существенное значение при поисках скрытых на глубине разломов.

Также появляется возможность анализа зон повышенной трещиноватости, входящих в более древние системы отпечатков глобальных ротационных полей напряжений и установления на этой основе эволюции мощности земной коры во времени.

### Выводы

1. В земной коре существуют отпечатки глобального ротационного поля напряжений разного возраста и ориентации, что позволяет ставить вопрос об установлении их возраста и нахождения на этой основе траектории движения географического полюса.

2. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений, найденные на разных материках, являются фрагментами их единых осесимметричных систем. Отсутствуют признаки существенных искажений этих систем за счет горизонтальных смещений масс земной коры, превышающих первые десятки километров.

3. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений проявляют себя образованием зон повышенной трещиноватости. Преобладающие интервалы между этими зонами находятся в отношениях  $1x : 2x : 3x : 4x : 5x : 6x : 7x : 8x$ , где  $x$  — это мощность земной коры в данном месте.

### 2. МОРФОЛОГИЯ И ПРИРОДА МАТЕРИКОВЫХ ПЛОЩАДНЫХ СТРУКТУР И МАТЕРИКОВОГО (ПЛАТФОРМЕННОГО) ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Анализ пространственного расположения линейных структурных элементов рельефа суши на топографических картах масштабов  $1 : 1\,000\,000$  и  $1 : 2\,500\,000$  и мирового океана на

картах масштабов 1:5 000 000 и 1:10 000 000 позволяет обнаружить в земной коре помимо отпечатков глобального ротационного поля напряжений другую столь же единую систему ортогональных направлений этих линейных элементов (рис. 13). Одни из них расходятся веером от центров материков и полярных областей Земли, объединяя их между собой, и на всем своем протяжении данные направления поперечны крупнейшим горным хребтам. Другие направления перпендикулярны им и располагаются концентрично контурам материков, образуя системы замкнутых вытянутых овалов. При приближении к полярным областям эти направления становятся широтными, при приближении к экватору — меридиональными.

Природа описанной системы ортогональных направлений может быть раскрыта, если учесть, что одни из направлений, входящих в эту систему, перпендикулярны горным хребтам, что по аналогии с результатами моделирования (Осокина, 1963) можно рассматривать как свидетельство их приуроченности к направлениям главных сжимающих напряжений. Объединение материков и полярных областей Земли этими направлениями сжимающих напряжений указывает на материки как на источники поля напряжений и свидетельствует о тенденции их сближения при смещении к экватору вдоль меридианов. Африка, занимающая экваториальное положение, не испытывает заметного смещения вдоль меридиана, из-за чего направления сжимающих напряжений расходятся от нее веером без заметного преобладания каких-либо направлений.

Таким образом, реконструированную нами систему ортогональных направлений линейных элементов следует рассматривать как отпечаток поля напряжений, вызванный взаимодействием материковых масс при их смещении к экватору. Это поле напряжений можно именовать материковым, поскольку оно связано со смещением материковых масс, но можно также называть платформенным, поскольку океанические платформы — Центральнотихоокеанская и Южноиндийская — также участвуют в этом взаимодействии смещающихся масс наряду с материковыми массами. При этом акцент был бы сделан на противопоставлении платформ (как материковых, так и океанических) подвижным областям, как зонам их взаимодействия. Смещающиеся вдоль меридианов материковые массы, вызывающие своим движением материковое поле напряжений и состоящие из ядер и горно-складчатого обрамления, можно именовать материковыми или платформенными площадными структурами. Поскольку они движутся к экватору, то причиной этого следует считать действие глобального ротационного поля напряжений — полюсобежных сил Этвеша.

Сравнение рисунка материкового (платформенного) поля напряжений со схемой сжимающих напряжений (рис. 14), построенной Н. Павони (Pavoni, 1966), обнаруживает их сходст-

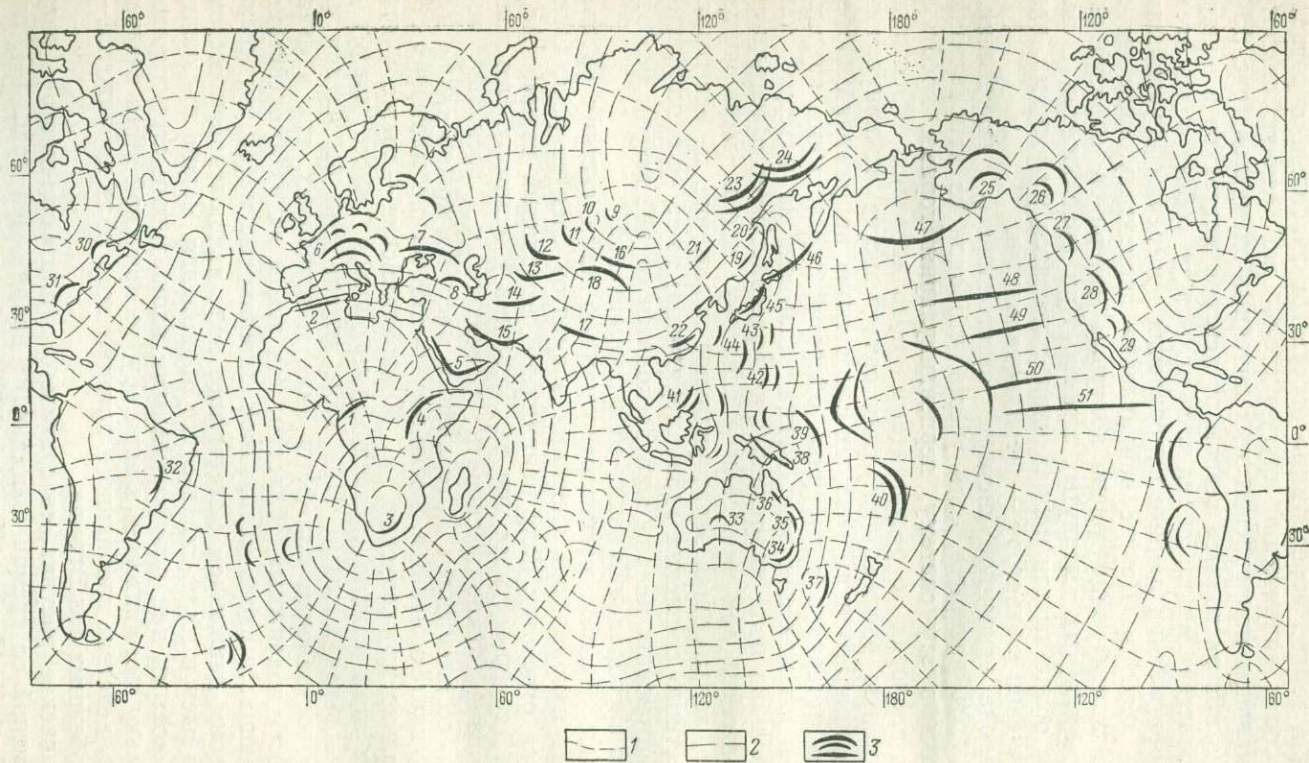


Рис. 13. Схема платформенного поля напряжений:

1 — главные сжимающие напряжения; 2 — главные растягивающие напряжения; 3 — контур региональной структуры

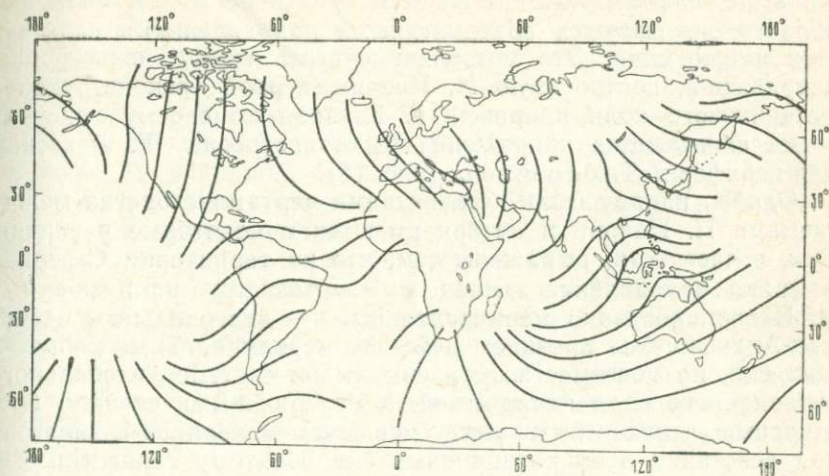


Рис. 14. Мировая схема сжимающих напряжений [по Н. Павони (Pavoni, 1966)]

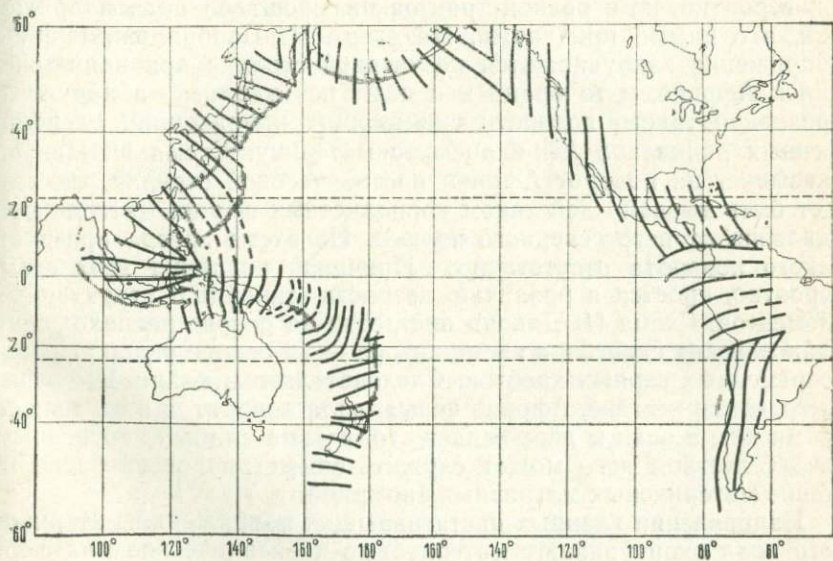


Рис. 15. Схема сжимающих напряжений по периметру Тихого океана [по Г. Дж. Ленсену (Lensen, 1960)]

во, выраженное прежде всего тем, что материки и полярные области оказываются объединенными направлениями сжимающих напряжений. Это позволяет считать схему сжимающих напряжений, построенную Н. Павони, первой реконструкцией материкового поля напряжений. Близкая по своему рисунку схема сжимающих напряжений была построена Г. Ленсеном для периферии Тихого океана (рис. 15).

Однако наряду с преобладающими чертами сходства между схемами Н. Павони и автора имеются и некоторые различия. Они, в частности, выражены тем, что на территории Северной Америки направление главных сжимающих напряжений у Н. Павони показано меридиональным — диагональным сдвигу Сан-Андреас. Мы признаем действие меридиональных сжимающих сил, но повсеместно относим их к системе глобального ротационного поля напряжений, а материковыми считаем производные от них — вызванные смещением материков к экватору под действием этих ротационных сил. Поэтому сдвиг Сан-Андреас можно рассматривать как результат воздействия максимальных касательных напряжений глобального ротационного поля, а поперечные сдвигу и всему горному поясу Кордильер сжимающие силы — входящими в систему материкового поля напряжений. Учет этого и ряда других разночтений, связанных с отделением от материкового поля элементов глобального и региональных полей, приближает схему Н. Павони к нашей. Однако остается другое существенное различие, которое связано, вероятно, не с разной трактовкой масштаба поля напряжений, а с иными причинами. На схеме Н. Павони сжимающие напряжения закручиваются по часовой стрелке при приближении к Африке, в то время как нам не удалось обнаружить признаков такого поворота сжимающих напряжений, расположенных радиально Африканскому матерiku. Схема Н. Павони указывает на поворот Африки против часовой стрелки, что может быть вызвано действием кориолисовых сил на материк при удалении от него северного полюса. На схеме автора признаки такого поворота отсутствуют. Причина различия этих схем, вероятно, кроется в различии возраста линейных структурных элементов. Схема Н. Павони построена на основе расположения кайнозойских сдвигов, а схема автора — на основе расположения современных горных хребтов. Следовательно в кайнозое, скорее всего, еще в неогене, Африка испытывала поворот, а в настоящее время нет, а если и испытывает, то весьма слабый, косвенным свидетельством чего может служить симметричное ей расположение материковых магнитных аномалий.

Направления главных растягивающих напряжений материкового поля оконтуривают материковые и океанические платформы. В качестве признака, указывающего на направление смещения площадной платформенной структуры, можно использовать положение и ориентацию ее горно-складчатого обрамления.

Исходя из этого, платформенные структуры имеют следующие направления смещения: 1) Африканская — слабое к северу или отсутствует, 2) Евразийская — к югу, 3) Североамериканская — к югу, 4) Южноамериканская — к западу, 5) Юго-восточно-азиатская — к юго-востоку, 6) Австралийская — к востоку, 7) Антарктическая — к северу, 8) Центральнотихоокеанская — к северу, 9) Южноиндийская — к югу. Разделяют эти платформенные структуры подвижные пояса: Тихоокеанский, Средиземноморский и Срединноатлантический.

Африканская платформенная структура состоит из ядра, представленного Африканской и Восточно-Европейской платформами, и обрамляющих их с севера поднятий Скандинавии и Урала, образующих в целом горную дугу, хотя и разорванную. В состав структуры входят также океанические платформы Атлантического и Индийского океанов, отделенных от смежных океанических платформ срединноокеаническими хребтами.

Африканская и Восточно-Европейская платформы, составляющие ядро Африканской платформенной структуры, разделены Средиземноморским подвижным поясом. Он служит южной границей Евразийской платформенной структуры, в состав которой, как и в состав Африканской структуры, входит Восточно-Европейская платформа. Влияние Евразийской платформенной структуры и ее горно-складчатого обрамления — Средиземноморского горно-складчатого пояса — сказывается на всей площади Африканской структуры признаками тектонической линейности, параллельной этому поясу, а вдоль него возникновением региональных площадных структур, обращенных своими выступами на север. Влияние Африканской структуры на Евразийскую более значительно и выражается северным смещением Восточно-Европейской платформы и возникновением у фронта этого смещения горного обрамления — поднятий Скандинавии и Урала.

Таким образом, Восточно-Европейскую платформу можно отнести к двум платформенным структурам — Евразийской и Африканской. На том основании, что она входит в состав евразийских платформ, тектонически не отделена от них, а объединена с ними единым контуром — Альпийско-Средиземноморским и Тихоокеанским подвижными поясами — на этом основании ее можно включить в состав Евразийской структуры. Еще один аргумент в пользу этого — единство южного, направленного к экватору смещения материковых масс Евразии. Воздействие Африканской платформы, смещающейся к экватору с юга на север, на Восточно-Европейскую платформу тормозит южное смещение последней. Признаки эти и служат аргументом в пользу объединения Восточно-Европейской и Африканской платформ в составе ядра Африканской платформенной структуры.

На юге Африканской платформенной структуры выделяется центральная область, отвечающая впадине Калахари, от которой радиально во все стороны расходятся направления главных сжимающих напряжений материкового поля. Они соединяют эту область с центральными областями Антарктической, Южноамериканской, Североамериканской и Евразийской структур. Внутри Африканской платформенной структуры, концентрично ее центральной области располагаются горные хребты — массив Камерун (см. рис. 13) (1), Атласские горы (2), Драконовы горы (3), а за пределами материка — линейные структуры дна Атлантического океана и юго-западной части Индийского океана.

Входит в состав Африканской платформенной структуры, но имеет некоторую автономию платформенная структура, ядро которой отвечает Мадагаскару. От него направления главных сжимающих напряжений материкового поля расходятся к центральным областям Евразийской, Австралийской и Антарктической структур. С востока Мадагаскарскую структуру, как и Африканскую структуру в целом, обрамляет океанический хребет, выраженный на поверхности островами Локадискскими, Мальдивскими и Чагос. Этот хребет следует далее на юг и юго-запад. Западной границей Мадагаскарской структуры служит цепь дугообразных горных хребтов и обрамляющих их рифтовых впадин озер Ньяса, Танганьика, Киву, Эдуарда и Альберта, входящих в состав Восточно-Африканского плоскогорья (4). Эти дугообразные хребты и впадины, своим изгибом ориентированные на запад, на своих флангах описываются направлениями максимальных касательных напряжений материкового поля. Их действием следует, на наш взгляд, объяснять сдвиги, дробление коры и образование рифтовых впадин, а последующему (после снятия сдвигами касательных напряжений) действию главных сжимающих напряжений регионального поля — образование горных хребтов, параллельных рифтам. В отечественной литературе природа рифтов в настоящее время подробно рассматривается, причем В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн (1968) считают рифты следствием расползания поднятых блоков, а Е. Е. Милановский (1972, 1976) считает необходимым учитывать действие сил поперечного сжатия.

Поперечно направлениям главных сжимающих напряжений материкового поля, идущих от центральной области Мадагаскарской структуры на север, располагаются обращенные выпуклой дугой на юг хребты Абиссинского плоскогорья (5), концентричные южному выступу Аравийской плиты и обязанные своим образованием ее сближению с Мадагаскарской структурой.

Евразийская платформенная структура неотектонического этапа состоит из двух автономных платформенных структур: Восточно-Европейской и Азиатской. Юго-за-

падным флангом Евразийской структуры служит Альпийско-Средиземноморский подвижный пояс, юго-восточным — Тихоокеанский пояс.

Восточно-Европейская платформенная структура состоит из ядра — Восточно-Европейской платформы и горно-складчатого обрамления — на юге Альпийско-Средиземноморского подвижного пояса, а на севере — горной дуги, флангами которой служат Скандинавский щит и Урал.

В Альпийско-Средиземноморском подвижном поясе — в полосе взаимодействия Африканской и Восточно-Европейской платформ (взаимодействия в той мере, в какой они принадлежат к различным структурам — Африканской и Евразийской) выделяются три региональные дугообразные площадные структуры. Эти структуры охватывают Северную Африку, Южную и Центральную Европу и Малую Азию. Их контуры описывают направления максимальных касательных напряжений материкового поля.

Ядро одной из структур (Западноевропейской) располагается в Западном Средиземноморье (см. рис. 13) и описывается системой максимальных касательных напряжений материкового поля, концентричной средиземноморскому побережью Западной Европы — от юго-восточного побережья Иберийского полуострова на западе до Динарских Альп на востоке. Ядро второй региональной структуры (Малоазиатской) составляет массив Киршехир в Малой Азии, которому концентричны южный и северный берега Черного моря (7), описываемые направлениями максимальных касательных напряжений материкового поля. Ядро третьей региональной структуры (Аравийской) составляет северный выступ Аравийской плиты, которому концентрична дуга малого Кавказа (8), юго-западный и северо-восточный берега Каспийского моря, также описываемые направлениями максимальных касательных напряжений материкового поля.

Из перечисленных региональных структур наиболее сложное строение имеет Западноевропейская. Ее ядро, расположенное в западном Средиземноморье, имеет свое, ориентированное на север, горно-складчатое обрамление (6), включающее хребты Восточных Альп и Восточных Карпат. Концентрично им протягиваются контуры северного побережья Западной Европы, а также Воыно-Подольская, Среднерусская и Приволжская возвышенности.

На периферии Западноевропейской региональной структуры, как осложняющие ее, выделяются шесть местных площадных структур. Ядра трех из них отвечают Центральному массиву, Баварскому плоскогорью и Моравской возвышенности. Горно-складчатым обрамлением первой служат Пиренеи и Западные Альпы, второй — Рейнские сланцевые горы-Гарц-Тюрингенский Лес, третьей — Фраконский Альб-Судеты. Еще три местных структуры обрамляют с севера соответственно Юрские горы,

Западные Карпаты и Южные Карпаты. Все эти местные структуры направлением изгиба своего горно-складчатого обрамления ориентированы от центра региональной Западноевропейской структуры на периферию — на север. Исключение составляет местная структура, ядро которой отвечает Центральному массиву — она ориентирована в южном направлении. Фланги этих местных структур описывают направления максимальных касательных напряжений регионального поля, чьи главные сжимающие напряжения поперечны контуру Западноевропейской региональной структуры.

Широко известны на территории Восточно-Европейской платформы, как и других, кольцевые структуры, отвечающие куполам, заполненным на глубине застывшей магмой или солью, имеющим обычно каплевидную форму. Нередко они имеют овальные на поверхности очертания, позволяющие выделить их оси. Пространственная ориентация этих осей, как и положение самих структур, подчиняются материковому или региональному полю напряжений, действие которых и приводит к вязко-пластическому течению магмы или соли.

Наряду с дугообразными структурами, связанными с горизонтальным сжатием и поднятием жестко-упругих слоев, и кольцевыми (кулообразными) структурами, связанными с выдавливанием и поднятием вязко-пластичных масс при горизонтальном сжатии толщ, наблюдаются овальные структуры погружения. Ими можно рассматривать впадины внутриконтинентальных морей, такие, как Средиземноморские, Черноморские и Каспийские.

Правоммерно допустить, что овальная форма структур, как и округлая, отражает вязко-пластическую деформацию среды, а большая площадь такой структуры связана с большой глубиной ее заложения. Ориентация осей овальных структур Южной Европы обнаруживает упорядоченность. Они располагаются параллельно и под углом  $45^\circ$  к дугам, концентричной зоне, находящейся в Южной Африке и имеющей координаты  $25^\circ$  в. д.,  $23^\circ$  ю. ш. Подобную ориентацию можно ожидать у направлений максимальных касательных напряжений (концентричные дуги) и направлений главных нормальных напряжений (дуги, расположенные под углами  $45^\circ$  к концентричным), вызванных поворотом Африки вокруг точки, имеющей указанные координаты. Из направлений главных нормальных напряжений овальным прогибам поперечны лишь те, которым, если их признать растягивающими, будут отвечать повороты Африки против часовой стрелки.

Допустить возможность такого поворота мы можем, основываясь на том, что при изменении широтного положения Африки действующие на нее кориолисовы силы вызывают крутящий момент. Если такое допущение справедливо и оси овальных впадин действительно отвечают направлениям максимальных касательных напряжений, то это подтверждает гипотезу о повороте Африки.

тельных напряжений, а частично поперечны растягивающим, то это означает, что сам процесс образования этих впадин связан с глубинными сдвигами или раздвигами. Они раскрывают каналы для тепловых потоков и инициируют процессы, приводящие к понижению вязкости глубинных толщ, глубинному переплавлению вещества и поднятию границы Мохоровичича. Это выражается утонением или ликвидацией гранитной коры — ее океанизацией, причем овальная форма образующихся впадин свидетельствует о вязко-пластическом характере протекающей в них деформации.

Многие овалы впадины располагаются параллельно флангам современных дугообразных региональных структур орогенного этапа и образуют совместно с ними единые системы. Это указывает на унаследованное развитие овальных впадин от геосинклинального этапа их образования до орогенного этапа развития региональных дугообразных структур, причем в своем современном виде овалы впадины имеют сокращенную по сравнению с первоначальной площадь, поскольку часть их площади преобразуется в орогенное поднятие.

Азиатская платформенная структура состоит из ядра, представленного Сибирской платформой, Западно-Сибирской и Туранской плитами, и обрамляющих их с юго-запада, юга и юго-востока горных сооружений. Главные сжимающие напряжения соединяют ядро Азиатской структуры с ядрами Африканской, Мадагаскарской и Североамериканской структур.

В состав юго-западного фланга Азиатской структуры входят хребты Тарбагатай (12), Тянь-Шаня (13), Гиндукуша (14) и Иранского нагорья (15), обращенные выпуклыми сторонами своих дуг на юго-запад. У фронта Азиатской структуры — в зоне, лежащей между Сибирской и Индостанской платформами, горообразование достигает высокой интенсивности, причем наибольшей — вблизи границ этих платформ.

Вблизи южной границы Сибирской платформы горообразование сопровождается возникновением разломов и Байкальской рифтовой впадины. Горные сооружения имеют характер плато, на фоне которых возвышаются отдельные горные хребты. Это Саяны (9) и Алтай (10), имеющие форму дуг, обращенных на юго-запад поперечно юго-западному флангу Азиатской структуры. Они состоят из системы местных площадных дугообразных структур, обращенных на юго-запад и северо-восток навстречу друг другу.

Южное смещение масс Азиатской структуры встречает противодействие со стороны Индостана, в результате чего возникают горные хребты концентричные как южному выступу Сибирской платформы — Монгольский Алтай (11), Гималаи (17), так и северному выступу Индостана — Алтын Даг и Наньшань (18).

Восточный фланг Азиатской платформенной структуры, как части Евразийской, проходит вдоль восточного побережья Азии, составляющего часть Тихоокеанского подвижного пояса. Вдоль восточного фланга структуры протягиваются хребты Сихотэ-Алинь (19), Буреинской (20), Большой Хинган (21), Южно-Китайские горы (22). На севере выделяются две региональные структуры, из которых южная оконтурена хребтами Станового и Джугджур (23), а северная — хребтами Верхоянским и Колымским (24). В прилежащих частях Тихого океана также выделяются региональные площадные структуры, оконтуренные с востока островными дугами, причем фланги этих дуг описываются направлениями максимальных касательных напряжений материкового поля.

Направления главных сжимающих напряжений материкового поля от центральной области Азиатской платформенной структуры расходятся в стороны Мадагаскарской и Центрально-тихоокеанской структур, откуда они следуют далее к Североамериканской. Так проявляет себя сближение этих структур и их взаимодействие через вызванное ими поле напряжений.

Таким образом, рассмотрение морфологии Евразийской платформенной структуры позволяет сделать вывод о ее сближении и взаимодействии с Африканской, Североамериканской и Центрально-тихоокеанской структурами, что и вызывает горообразование и складчатость в лежащих между ними подвижных поясах — Альпийско-Средиземноморском и Тихоокеанском.

Североамериканская платформенная структура неотектонического этапа имеет дугообразные очертания и ориентирована своим фронтом на юг. Западный ее фланг отвечает Кордильерам (Скалистым горам), а восточный — Аппалачам. Восточной границей структуры служит подвижный пояс, отвечающий дну Атлантического океана. Западная граница структуры проходит вдоль Кордильер, за пределами которых на примыкающей площади Тихого океана располагается океаническая Центрально-тихоокеанская платформа. В тектоническом отношении западный фланг Североамериканской платформенной структуры включает альпийские горно-складчатые сооружения западного побережья, а также области тихоокеанской и более древних складчатостей Скалистых гор, превращенные неотектоническими движениями в горные сооружения.

Простираение хребтов, составляющих Кордильеры, отвечает простираению Тихоокеанского подвижного пояса и направлению максимальных касательных напряжений отпечатка глобального ротационного поля напряжений с осью *L*. Оно отвечает также направлению, поперечно которому действуют сжимающие напряжения платформенного поля. Хребты образуют за счет своего относительного поднятия зоны, расположенные диагонально под углами  $45^\circ$  к их основному простираению, и объединяются

в региональные площадные структуры, ориентированные на северо-восток и восток. Таких структур четыре. Обрамление первой (25) отвечает Аляскинскому хребту и др., второй (26) — горам Святого Ильи, третьей (27) — острову Ванкувер, четвертой (28) — Большому Бассейну, пятой (29) — северной части Калифорнийского залива. Ориентация региональных структур в Скалистых горах указывает на действие поперечных им сжимающих напряжений, что подтверждается результатами анализа сейсмических данных (см. рис. 15). Она указывает также на северо-восточное смещение масс, направленное в глубь платформенной структуры. Является ли это смещение активным или ответной реакцией на юго-западное смещение, решить пока трудно.

Восточный фланг Североамериканской платформенной структуры отвечает Аппалачам, представляющим собой палеозойскую складчатую область, поднятую и превращенную новейшими движениями в горное сооружение. Простираение Аппалачей соответствует меридиональному направлению главных нормальных напряжений глобального ротационного поля с осью *L*. В Аппалачах выделяются две региональные площадные структуры. Одна из них (30) охватывает Зеленые горы, горы Нотр Дам, другая (31) — Камберленд. Эти структуры ориентированы на северо-запад, указывая на смещение масс, направленное против общего движения восточного фланга Североамериканской платформенной структуры.

Ядро Североамериканской платформенной структуры составляет Канадский щит, а центральная область отвечает Гудзонову заливу и обрамляющей его Лаврентьевской возвышенности. От этой области сжимающие напряжения материкового поля расходятся на запад в сторону Центральнотихоокеанской и Сибирской структур и на восток в сторону Африканской структуры.

Таким образом, Североамериканская платформенная структура оказывается состоящей из древнего платформенного ядра и обрамляющих его с юга, юго-запада и юго-востока современных горных сооружений, указывающих своим расположением на южное смещение этой структуры. Развитие на ее флангах региональных структур, направленных в сторону ее внутренних частей, можно рассматривать как выражение сопротивления окружающих масс южному смещению Североамериканской структуры, причем со стороны Центральнотихоокеанской структуры это воздействие могло быть и активным.

Южноамериканская платформенная структура неотектонического этапа состоит из ядра, представленного древней Южноамериканской платформой, и обрамляющего его с севера и запада горно-складчатого сооружения Анд, являющегося частью Тихоокеанского подвижного пояса и служащего зоной подвижного сочленения Южноамериканской структуры с Центральнотихоокеанской. За пределами этого пояса,

непосредственно примыкая к нему, в рельефе дна Тихого океана прослеживаются две региональные структуры, обращенные своими дугами на запад. Концентричная Андам система прогибов и поднятий прослеживается на северо-западе материка. В его юго-восточной части выделяются региональная площадная структура, обращенная на юго-восток (32), и подчиненные ей местные структуры.

Сжимающие напряжения, установленные по сейсмическим данным, оказались поперечными Западным и Восточным Андам, т. е. поперечными фронту Южноамериканской платформенной структуры. Вместе с тем те же сейсмические данные указывают на меридиональную, продольную по отношению к Патагонским (Южным) Андам ориентацию сжимающих напряжений. Это скорее всего следует рассматривать как выражение глобального ротационного поля, чьи сжимающие напряжения (поллособежные силы) действительно имеют такую ориентацию.

Направления сжимающих напряжений материкового поля в центральной и северной частях Южноамериканской структуры имеют преимущественно широтную ориентацию. К западу они через Центральнотихоокеанскую структуру следуют к Австралийской, а к востоку — через подвижный пояс Атлантики — к Африканской структуре. От южной части Южноамериканской структуры сжимающие напряжения направляются к Антарктической. Из этого следует, что указанные структуры через вызванное ими материковое поле напряжений взаимодействуют между собой, испытывая сближение.

Австралийская платформенная структура неотектонического этапа состоит из ядра, представленного древней Австралийской платформой, и горно-складчатых сооружений, обрамляющих это ядро с севера, востока и юга. В составе горного обрамления и концентричных ему горных систем на юге выделяются горы Месгрейв и Макдоннелл (33), а на востоке и северо-востоке Восточно-Австралийские горы, представленные, в частности, дугообразными хребтами Австралийских Альп — Голубых гор (34), Нью-Ингланда (35), обращенных на восток, и Большого Водораздела (36), обращенного на юго-запад.

Концентрично горному обрамлению Австралийской платформенной структуры в удалении от нее располагается система островов, включающая Новую Гвинею (на севере), Новую Каледонию, Новые Гебриды и Фиджи (на северо-востоке) и Новую Зеландию (на востоке). Простирание северо-восточного побережья Австралии отвечает меридиональному направлению главных нормальных напряжений глобального ротационного поля с осью *L*. У фронта Австралийской структуры развиты региональные площадные структуры, обрамлением которых служат: хр. Лорд, Хау (37), Новая Гвинея (38), Соломоновы острова (39), острова Тонга и Самоа (40). Они образуют зону, отделяющую Австралийскую структуру от Центральнотихоокеанской.

Главные сжимающие напряжения материкового поля от Австралийской структуры следуют на восток и юго-восток через Центральнотихоокеанскую структуру к Североамериканской и Южноамериканской, а также через Южноиндийскую структуру к Антарктической. Тем самым проявляет себя сближение материковых структур и их взаимодействие через вызванное ими материковое поле напряжений.

Юго-восточноазиатская платформенная структура неотектонического этапа состоит из ядра, отвечающего Индокитайскому полуострову, и обрамляющих его островов — Ява, Калимантан, Сулавеси, которые совместно с подводными хребтами образуют дугу, обращенную выпуклой стороной на юго-восток. Сжимающие напряжения материкового поля от центральной части Юго-восточноазиатской структуры следуют на запад в сторону Мадагаскарской структуры, на восток через Центральнотихоокеанскую структуру в сторону Североамериканской и на юг через Австралийскую структуру в сторону Антарктической. Тем самым проявляет себя сближение перечисленных материковых структур и их взаимодействие через генерированное ими материковое поле напряжений.

Антарктическая платформенная структура неотектонического этапа состоит из ядра, представленного Антарктической платформой, и горного обрамления. Сжимающие напряжения материкового поля расходятся от нее веером на соединение с Африканской, Юго-восточноазиатской, Австралийской и Южноамериканской материковыми структурами. Перечисленные структуры испытывают сближение и сжатие и взаимодействуют между собой через вызванное ими поле напряжений.

Центральнотихоокеанская платформенная структура занимает центральную и северную части дна Тихого океана и имеет форму подковы, повернутой выпуклой стороной на северо-восток и восток. На западе, севере и востоке ее обрамляет Тихоокеанский подвижный пояс. На западе и севере он представлен системами материковых и океанических хребтов, которые выражены островными дугами, обрамленными с внешней стороны глубоководными впадинами. Это островные дуги: Калимантан—Филиппины (41), Марианские острова (42), остров Бонин (43), острова Рюкю (44), острова Хонсю—Хоккайдо—Сахалин (45), острова Хоккайдо—Курильские—полуостров Камчатка (46), Алеутские острова (47). На юго-западе Центральнотихоокеанскую структуру отделяет от Австралийской система региональных структур, также ограниченных островными дугами. На востоке Центральнотихоокеанскую структуру отделяет от структур Северной и Южной Америки Тихоокеанский подвижный пояс, представленный системами горных хребтов, образующих Кордильеры и Анды. В срединной области Центральнотихоокеанской структуры развиты региональные ду-

гообразные структуры, ориентированные на запад и на восток. Их форма и расположение определяют в основных чертах контуры срединной области Центральнотихоокеанской структуры.

Направления сжимающих напряжений материкового поля в пределах Центральнотихоокеанской структуры имеют преимущественно широтное расположение и лишь на севере оно становится веерообразным. У западного побережья Северной Америки этим направлениям отвечают такие известные разломы, как Мендосино (48), Меррей (49), Кларион (50) и Клиппертон (51).

Наблюдается поворот линейности океанического дна у северо-западных берегов Северной Америки не на северо-запад (концентрично побережью), а на северо-восток. Аналогичный поворот простираний линейности океанического дна наблюдается у северо-восточных берегов Азии — не на северо-восток (концентрично побережью), а на северо-запад. Оба поворота отвечают флангам региональной структуры, околнуденной дугой Алеутских островов. В этом можно усмотреть искажение отпечатка материкового поля за счет развития отвечающей ему региональной структуры.

Таким образом, по своим размерам и морфологии — наличию дугообразного горно-складчатого обрамления — Центральнотихоокеанская океаническая платформенная структура не отличается от подобных материковых структур. Она отличается, возможно, пресобладающей ориентацией в сторону полярной области, а не экватора, при отсутствии ярко выраженных тенденций меридионального смещения.

Южноиндийская океаническая платформенная структура имеет форму овала, вытянутого вдоль параллелей 40—50° ю. ш. Она располагается между Африканской, Австралийской и Антарктической платформенными структурами и описывается замкнутым контуром главных растягивающих напряжений материкового поля. Главные сжимающие напряжения этого поля пересекают ее меридионально.

Пограничные области взаимодействия платформенных структур. Это подвижные пояса: Тихоокеанский, Альпийско-Средиземноморский, Срединноатлантический и менее выраженные, разделяющие океанические платформы. В областях Средиземного, Карибского и Южно-Китайского морей, где платформенные структуры близко примыкают друг к другу своими материковыми ядрами, широкое развитие получают дугообразные региональные структуры. При этом в Карибском и Южно-Китайском морях отмечаются признаки их вихревого расположения, которое может быть следствием поворотов и относительных сдвигов Северной и Южной Америки, Азии и Австралии.

Некоторые особенности линейности рельефа и магнитного поля океанического дна. Изучение рельефа и магнитного поля океанического дна обнаружи-

до их линейность, на фоне которой крупные линейные поднятия и магнитные аномалии располагаются кулисообразно, обрываясь разломами (трансформными), и продолжаются на некотором расстоянии от своих воображаемых продолжений. Принято считать, что эти расстояния отвечают амплитудам смещения поднятий или аномалий по этим разломам. Однако данному явлению можно дать и иную интерпретацию — считать его выражением кулисообразности складок и разломов, широко распространенной в складчатых областях. Кулисообразность отражает изменение положения зон повышенной деформации вдоль простирающейся системы параллельных складок и разломов, причем эти зоны разделяются поперечными разломами, которые и рассматриваются как трансформные.

### Выводы

1. Материки и полярные области Земли объединяются направлениями главных сжимающих напряжений материкового (платформенного) поля, что указывает на тенденцию их сближения при смещении к экватору как площадных платформенных структур и на их взаимодействие через это поле напряжений. Рис. 16, *а* показывает, что возможна лишь такая интерпре-

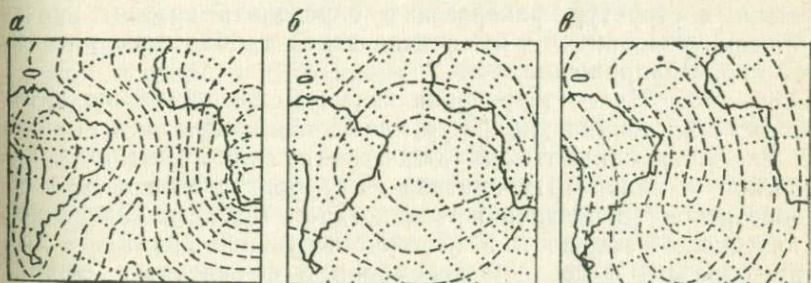


Рис. 16. Варианты схемы платформенного поля напряжений на площади Южной Америки, Африки и Атлантики:

*а* — полученная на основе анализа линейных структурных элементов и отвечающая широтному сжатию материков; *б* — отвечающая расхождению материков; *в* — отвечающая расширению океанического дна

тация пространственного расположения линейных структурных элементов Южной Америки, Африки и дна Атлантического океана. Схема расхождения этих материков (рис. 16, *б*) и схема расклинивания дна Атлантического океана глубинными массами, проникающими к поверхности (рис. 16, *в*), противоречат наблюдаемому расположению линейных структурных элементов.

2. Платформенные структуры состоят из ядра и его подвижного обрамления. В зависимости от типа ядра выделяются материковые и океанические платформенные структуры. Ядром

материковой платформенной структуры служит материковая платформа с примыкающими к ней жестко океаническими платформами. Ядром океанической платформенной структуры служит океаническая платформа. Ядро платформенной структуры обрамляет подвижный пояс, находящийся в настоящее время в орогенном состоянии.

3. Платформенные структуры имеют форму подковы, повернутой их орогенным обрамлением в сторону экватора (материковые структуры) или в сторону полюса (океаническая структура). Такая ориентация платформенных структур свидетельствует об их развитии в процессе смещения вдоль меридианов, которое может достигать десятков километров. Причиной смещения могут быть полюсобежные силы, направленные к экватору.

### 3. ВОЗРАСТ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР И ОТПЕЧАТКОВ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Установление дугообразной (подковообразной) в плане формы платформенных структур неотектонического этапа и их меридиональной (в глобальном ротационном поле) ориентации позволяет искать аналогичные особенности у более древних платформенных структур фанерозоя и определять возраст пространственно связанных с ними отпечатков глобального ротационного поля напряжений.

Африка. На ее территории известны тектонические активизации, отвечающие кибара-урундийской складчатости (около 1000 млн. лет), байкальской (кадомской) позднего кембрия, каледонской (в силуре), герцинской (в карбоне, перми и триасе), тихоокеанской (в поздней юре и позднем мелу) и альпийской (в палеоцене — эоцене и в неогенчетвертичное время). Всего, таким образом, в позднем докембрии и фанерозое в Африке можно насчитать 13 вспышек тектонической активизации. Число же отпечатков ротационного поля напряжений, которое удалось здесь обнаружить, — 12, в том числе:  $D^4$ ,  $E^4$ ,  $E^{6\alpha}$ — $B^6$ ,  $B^{6c}$ ,  $B^1$ ,  $B^2$ ,  $B^4$ ,  $B^5$ ,  $B^{6b}$ ,  $C^2$ ,  $C^3$ ,  $C^5$ .

Отпечатку  $D^4$  приписан возраст орогении кибара-урунди на том основании, что им описываются субмеридионально ориентированные зоны, испытавшие эту орогению. Уверенно определяется возраст отпечатка  $B^1$  как раннепермский (герцинский), основываясь на том, что им описываются впадины прямоугольных очертаний, заполненные формацией карру, начинающейся пермскими отложениями континентального типа. Возраст близкого по расположению полюса отпечатка  $E^{6c}$  предположительно определяется как карбоновый (герцинский), чему отвечает заложение впадин, описываемых этим отпечатком и заполненных формацией карру. Та же формация, но начинающаяся пермскими отложениями, заполняет впадины, описываемые отпечатком

$B^2$ , что позволяет приписать ему пермский возраст. Она же, начинающаяся триасовыми отложениями, заполняет впадины, описываемые отпечатком  $B^4$ , что дает основание считать его позднепермским — раннетриасовым (герцинским). Триасовым (герцинским) можно считать возраст отпечатка  $B^5$  на том основании, что его полюс близок полюсу отпечатка  $B^4$ . Возраст отпечатка  $B^{6b}$  определяется как позднемеловой на том основании, что им описываются рифтовые зоны, начавшие свое развитие в позднем мелу (Белоусов, Шейнманн, 1968, Милановский, 1972). Отпечаткам ротационного поля напряжений  $E^4$  и  $E^{6a}-B^6$  остается приписать раннекембрийский (байкальский), силурийский (каледонский) и позднеюрский (киммерийский) возраст, но идентифицировать их более конкретно можно будет лишь путем сравнения с возрастными датировками этих отпечатков, полученными на других материках. Отпечаткам  $C^2$  и  $C^3$ , развитым в пределах альпийских областей Северной Африки, где известны тектонические активизации в палеоцене и эоцене, мы приписываем эти возрастные рубежи. Отпечаток  $C^5$ , чьи направления отвечают современным параллелям и меридианам, рассматривается как современный.

Европа. Восточно-Европейская платформа имеет треугольные очертания: одна из ее границ проходит по северо-западному краю Балтийского щита, другая протягивается от западного его окончания в южной Скандинавии (или на островах Великобритании) в сторону Северного Причерноморья и Прикаспия, а третья отвечает западному склону Урала.

Области складчатости позднего докембрия (байкальский этап) известны на северо-восточном выступе платформы (Тиманский край), откуда они, судя по несогласиям в верхних частях спарагмитовой серии, протягиваются вдоль северо-западного края платформы. На восточной границе платформы — на Урале — признаки байкальской складчатости отмечаются лишь в ее южной части. В целом области байкальской складчатости образуют дугу, обращенную выпуклой стороной на северо-восток, указывая этим на северо-восточную ориентацию Восточно-Европейской платформенной структуры в байкальском этапе.

Вдоль юго-западного края платформы признаки байкальской (кадомской) складчатости отсутствуют и появляются лишь в некотором удалении от этого края в Центральном и Армориканском массивах. Вероятно, их следует отнести к северо-восточному обрамлению лежащих к югу небольших региональных структур.

Указанной ориентации площадных платформенных структур байкальского возраста отвечают два отпечатка глобального ротационного поля —  $E^4$  и  $E^{6a}-B^6$  (см. рис. 7, 8). Для решения вопроса о том, какой из этих отпечатков имеет байкальский возраст, следует попытаться найти байкальские структуры на других материках и установить, какой из отпечатков ротационного

поля напряжений оказывается общим с Восточно-Европейской платформой.

Каледонские складчатые области протягиваются по северо-восточному краю Балтийского щита и переходят далее на Британские острова. Концентричные им каледонские цепи простираются по северу Франции, где обнаруживаются в Брабантском массиве вблизи юго-западной границы платформы. Вдоль ее восточной границы области каледонской складчатости не обнаруживаются. Такое их расположение позволяет сделать два заключения об ориентации Восточно-Европейской платформенной структуры каледонского этапа: либо она ориентировалась субшироотно, отражая свое западное смещение (в современных координатах), либо она ориентировалась субмеридионально, отражая свое южное смещение. В первом случае фронтом западного смещения следует рассматривать каледониды Великобритании, а во втором случае фронтом южного смещения оказываются каледониды Северной Франции. Тому и другому вариантам отвечают свои отпечатки ротационного поля напряжений, причем первому — один отпечаток  $B^4$ , а второму — два —  $E^4$  и  $E^{6a}-B^6$ . Для выбора между ними необходимо привлечение аналогичных данных по другим материкам.

Герцинские складчатые области располагаются вдоль восточной и юго-западной границ Восточно-Европейской платформы, захватывая на востоке Урал, а на юго-западе — Западную и Центральную Европу и Малую Азию. Вопрос о смыкании этих областей в Северном Прикаспии до настоящего времени спорен — неясно, поворачивают ли герциниды Урала на запад на соединение с европейскими герцинидами или на юго-восток — на соединение с казахстанскими герцинидами. Соответственно можно предположить два варианта ориентации платформенной Восточно-Европейской структуры герцинского этапа. Согласно одному из них структура ориентирована на юго-восток, согласно другому — на запад. И тому и другому вариантам отвечают свои реально существующие отпечатки ротационного поля напряжений, причем первому — отпечаток  $C^2$ , а второму — отпечатки  $E^{6c}$ ,  $B^1$  и  $B^4$ . Их азимуты в Юго-Восточной Европе составляют соответственно:  $0^\circ$  и  $90^\circ$ ,  $45^\circ$  и  $135^\circ$ ,  $82^\circ$  и  $352^\circ$ . Правильный выбор отпечатка ротационного поля напряжений, отвечающего герцинской Восточно-Европейской платформенной структуре, как и в других случаях, требует сравнения полученных результатов с аналогичными, найденными по другим материкам.

В области альпийской складчатости — на периферии юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы — в Альпийской, Карпато-Балканской областях и на Кавказе — известна тектоническая активизация, датируемая поздней юрой и именуемая киммерийской, а также тектонические активизации в раннем мелу, позднем мелу, палеогене и плиоцен-четвертичное

время. Последнюю можно связывать с современным отпечатком глобального ротационного поля напряжений  $C^5$ , направления которого отвечают параллелям и меридианам. Остальные тектонические активизации следует относить к известным здесь отпечаткам глобального ротационного поля напряжений  $E^{6a}$ — $B^6$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $C^2$ , имеющим в Юго-Восточной Европе следующие азимуты:  $30^\circ$  и  $300^\circ$ ,  $12^\circ$  и  $282^\circ$ ,  $0^\circ$  и  $90^\circ$ ,  $60^\circ$  и  $330^\circ$ . Приписывать этим отпечаткам тот или иной из перечисленных возрастных рубежей можно будет из сопоставления с аналогичными определениями по другим материкам.

Азия. Области байкальской (позднедокембрийской — раннекембрийской) складчатости известны вдоль юго-восточного и юго-западного обрамления Сибирской платформы, а также в Алтае-Саянской области и в Казахстане. Хотя геосинклинальная предьстория этих областей была различной, они испытали почти одновременную тектоническую активизацию и складчатость в раннем кембрии. Развитые там байкальские структуры описываются отпечатками глобального ротационного поля напряжений  $E^0$ ,  $E^1$ ,  $E^2$ ,  $E^3$ ,  $E^4$ ,  $E^5$ ,  $E^6$ ,  $E^{6a}$ — $B^6$  и  $C^2$ . Установить точный возраст каждого из этих отпечатков можно, лишь основываясь на сопоставлении с подобными данными по другим материкам.

Области каледонской складчатости Казахстана образуют дугу, выпуклой стороной ориентированную на юго-запад, южное крыло этой дуги продолжается на восток, захватывая Алтай, где также четко выделяются области каледонской складчатости. Дугообразное в плане расположение каледонид Казахстана позволяет более определенно, чем в других местах, очертить контуры площадной платформенной структуры и среди нескольких известных здесь отпечатков глобального ротационного поля напряжений уверенно выбрать один  $E^{6a}$ — $B^6$ , которому отвечает эта структура, сформировавшаяся на границе силура и девона.

Области герцинской складчатости в Азии имеют широкое распространение и в целом образуют дугу, обращенную выпуклой стороной на запад. Ее северный фланг проходит через Таймыр, а южный охватывает Казахстан, Среднюю Азию и Алтае-Саянскую область. Выпуклая (центральная) часть этой дуги отвечает Уралу. Обширная по площади область герцинской складчатости составляет ныне фундамент Западно-Сибирской плиты. Описанному расположению герцинских складчатых сооружений Западной Азии, сформированных на границе перми и триаса, отвечает только один отпечаток глобального ротационного поля напряжений  $B^4$ , что однозначно определяет его возраст.

В Центральной Азии (Китай) известна яншанская складчатость среднего—позднего триаса, и там же обнаружен отпечаток глобального ротационного поля напряжений  $B^5$ , что однозначно определяет его возраст как средне-позднетриасовый.

Киммерийская (позднеюрская) складчатость известна в Казахстане и Средней Азии — в Копет-Даге, на Большом Балхане и Тянь-Шане, где проявляет себя усилением дифференциальных вертикальных движений и поднятий. Там же обнаружены отпечатки глобального ротационного поля напряжений  $E^{6a}$ — $B$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $C^2$ . Какой из этих отпечатков позднеюрский, можно установить лишь путем сопоставлений с подобными определениями по другим территориям.

Раннемеловой тектонический этап тихоокеанской складчатости проявляет себя на северо-востоке Азии и на той же площади развиты отпечатки глобального ротационного поля напряжений  $B^{6a}$  и  $B^{6b}$ .

Позднемеловой тектонический этап тихоокеанской складчатости проявляется складчатостью и горообразованием на северо-востоке Азии, а также тектонической активизацией вдоль южного обрамления Сибирской платформы и в Средней Азии. Складчатые области этого возраста на северо-востоке Азии образуют дугу, обращенную выпуклой стороной на юго-запад, что позволяет выбрать среди имеющихся там нескольких отпечатков глобального ротационного поля напряжений только один отпечаток  $B^{6b}$ , который отвечает этой структуре позднемелового возраста. Близким по возрасту можно считать развитый там же отпечаток  $B^{6c}$ , полюс которого близок к полюсу отпечатка  $B^{6b}$ .

Палеоценовый тектонический этап альпийской складчатости проявляет себя на северо-востоке Азии (Камчатка, Чукотка) несколькими вспышками тектонической активности и там же обнаруживаются не распространяющиеся далее отпечатки глобального ротационного поля напряжений  $C^0$  и  $C^1$ , которым поэтому можно приписать палеоценовый возраст. Эоценовый этап альпийской складчатости распространен на больших пространствах Азии и ему отвечает отпечаток  $C^2$ . Повсеместно в Азии распространен отпечаток  $C^5$  современного глобального ротационного поля напряжений, направления которого отвечают параллелям и меридианам.

Северная Америка. В ее фанерозойской геологической истории известны следующие этапы тектонической активизации: позднедокембрийский — раннекембрийский этап байкальской складчатости, ордовик-силурийский и силуро-девонский — этапы каледонской складчатости; раннекарбонный, раннепермский и позднепермский этапы герцинской складчатости, позднеюрский (киммерийский), раннемеловой, ранне-позднемеловой и поздне-меловой этапы тихоокеанской складчатости, раннепалеоценовый, палеоценовый, позднеэоценовый и плиоцен-четвертичный этапы альпийской складчатости. Таким образом, в Северной Америке фиксируется 14 вспышек тектонической активизации (Штилле, 1942, Кинг, 1969). На ее площади обнаружено 14 отпечатков глобального ротационного поля напряжений:  $E^0$ ,  $E^6$ ,  $E^{6a}$ — $B^6$ ,  $E^{6b}$ ,  $B^2$ ,  $B^4$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $B^{6c}$ ,  $C^0$ ,  $C^1$ ,  $C^3$ ,  $C^4$ ,  $C^5$ .

Возраст отпечатка  $E^0$  предположительно определяется как венд—раннебайкальский на том основании, что им описываются простирания складчатостей и разломов, имеющих на площади Северной Америки этот возраст. Отпечаток  $E^6$  развит на востоке материка, где в фанерозое имели место вспышки тектонической активности, известные и в других областях. Однако отпечаток  $E^6$  более локализован именно на востоке и более локализована там тектоническая активизация позднего ордовика—раннего силура. Это дает основание, хотя и не вполне уверенно, приписать данному отпечатку указанный возраст, отнеся окончательное его установление на процедуру сопоставления этого определения с аналогичными, полученными по другим материкам. Возраст отпечатка  $E^{6a}$ — $B^6$  устанавливается как силур-девонский по связи с площадной структурой, обрамленной по фронту каледонидами Аппалачей, испытавших в это время складчатость. Этим отпечатком описываются многие прямоугольные в плане платформенные структуры, в том числе свод Немаха, Пермская синеклиза, синеклиза Форест Сити. Как и в Евразии, описываемые отпечатком структуры, или по крайней мере часть из них, испытывают оживление в поздней юре. На востоке материка известен отпечаток глобального ротационного поля напряжений  $E^{6b}$ , которым описываются простирающиеся Южных Аппалачей и некоторых других примыкающих к ним с северо-запада, в том числе антеклизы Азарк. Известное на этой территории раннегерцинское тектоническое оживление (поздний девон—ранний карбон) позволяет приписать этот возраст развитию здесь отпечатку ротационного поля напряжений. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений  $B^2$  и  $B^4$  реконструированы на юге материка, где ими описываются Южные Аппалачи и Уачита, которые можно рассматривать как единую площадную структуру позднегерцинского возраста. Кроме того, этими отпечатками описывается и ряд более мелких платформенных структур: антеклиза Пьяно, синеклизы Иллинойс, Мичиган и Валлистон. Общий позднегерцинский возраст тектонического оживления указанных структур в ранней и поздней перми позволяет считать имеющими тот же возраст отпечатки глобального ротационного поля напряжений  $B^2$  и  $B^4$ , описывающие эти структуры. Какой из указанных отпечатков имеет раннепермский возраст, а какой позднепермский, можно будет определить из сравнения с аналогичными определениями по другим материкам. На западе материка широко распространен отпечаток  $B^{6a}$  и фрагментарно—отпечатки  $B^{6b}$  и  $B^{6c}$ . На той же территории известны раннемеловой, ранне-позднемеловой и позднемеловой этапы тихоокеанской складчатости, что дает основание считать перечисленные отпечатки имеющими этот возраст. Какой из возрастных интервалов принадлежит каждому из отпечатков, мож-

но будет установить лишь путем сравнения с аналогичными определениями по другим материкам.

Отпечатки глобального ротационного поля напряжений  $S^0$  и  $S^1$  известны на севере материка, откуда они распространяются на Чукотку. Основываясь на том, что на всей этой площади имеется общее тектоническое оживление на границе мела и палеоцена и в палеоцене, эти возрастные рубежи и приписываются данным отпечаткам. Более древним из них рассматривается тот, чей полюс располагается юго-западнее — ближе к полюсу позднемелового возраста, а более молодым тот, чей полюс располагается северо-восточнее, ближе к полюсу неогенового возраста.

На всей площади материка распространен отпечаток глобального ротационного поля напряжений  $S^3$ , представленный не только направлениями главных нормальных напряжений, но частично также и направлениями максимальных касательных напряжений. Последними описываются, в частности, неотектонические региональные площадные структуры Кордильер, повернутые на юго-запад поперечно западному побережью Северной Америки. Там же наблюдаются более мелкие региональные площадные структуры неотектонического этапа, ориентированные в противоположном направлении. Позднеэоценовый возраст начала горообразования в Кордильерах и, в частности, роста этих структур позволяет приписать отпечатку глобального ротационного поля напряжений  $S^3$ , которым они описываются, тот же позднеэоценовый возраст.

На юго-западе материка наблюдается миоценовое оживление, что дает основание развитию там отпечатку  $S^4$  приписать миоценовый возраст. Отпечаток  $S^5$ , направления которого отвечают современным параллелям и меридианам, и с которым связано современное тектоническое оживление, рассматривается как плиоцен-четвертичный.

Южная Америка. На ее территории в фанерозое проявляют себя тектонической активизацией ордовикско-силурийский этап каледонской складчатости, карбоновый и триасовый этапы герцинской складчатости, раннемеловой и позднемеловой этапы тихоокеанской складчатости, позднепалеоценовый и плиоцен-четвертичный этапы альпийской складчатости. Как отмечалось, в пределах Южной Америки распространены следующие отпечатки глобального ротационного поля напряжений:  $E^6$ ,  $E^{6c}$ ,  $B^5$ ,  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ,  $S^2$  и  $S^5$ .

Определить возраст этих отпечатков по связи с развитыми на материке площадными платформенными и региональными структурами оказывается затруднительным, так как уверенно можно реконструировать лишь современную и возможно поздне-триасовую (герцинскую) платформенные структуры. Поскольку в Андах в фанерозое имели место все перечисленные тектонические активизации, то можно допустить, что на протяжении этого времени Анды оставались подвижной областью, что за-

трудняет реконструкцию их положения в пределах платформенных площадных структур соответствующих этапов.

Если допустить, что наибольшим активизациям в ордовике-силуре, триасе и позднем мелу отвечают наиболее широко распространенные отпечатки глобального ротационного поля напряжений, то ими следует считать отпечатки  $E^6$ ,  $B^5$  и  $B^{6b}$ . Определить конкретный возраст каждого из них можно лишь на основе сравнения с аналогичными определениями по другим материкам. Это касается и всех других имеющих на материке отпечатков. Исключение составляет лишь отпечаток  $C^5$ , направления которого отвечают современным параллелям и меридианам и который поэтому рассматривается как плиоцен-четвертичный.

Австралия. На ее территории в фанерозое тектонической активизацией проявляют себя ордовикско-силурийский этап каледонской складчатости (орогенез Баунинг, Браун, Кэмпбэлл, Крук, 1970), позднекарбонный этап герцинской складчатости (орогенез Хантер Бауэн на востоке материка), позднемеловой этап тихоокеанской складчатости, палеоцен-эоценовый и плиоцен-четвертичный этапы альпийской складчатости. Как уже отмечалось, в Австралии распространены следующие отпечатки глобального ротационного поля напряжений:  $E^6$ ,  $B^1$ ,  $B^{6c}$ ,  $C^2$ ,  $C^5$ .

Отпечатку  $B^1$ , развитому на востоке материка, где известна позднекарбонная герцинская складчатость, можно на этом основании приписать позднекарбонный возраст. Отпечатку  $B^{6c}$ , которым описываются меловые контуры Большого Артезианского бассейна, где складчатость имела место в позднем мелу, приписывается позднемеловой возраст. Отпечаток  $C^5$ , чьи направления отвечают современным параллелям и меридианам, рассматривается как плиоцен-четвертичный. Близкий ему по положению полюса отпечаток  $C^2$  рассматривается как палеоцен-эоценовый. Известный в Австралии каледонской складчатости на границе ордовика и силура отвечает, надо полагать, оставшийся отпечаток  $E^6$ .

### Глава III

## МОРФОЛОГИЯ И ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕСТНЫХ ПЛОЩАДНЫХ И ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУР

Специальные исследования, проводившиеся на Кавказе и в Алтае-Саянской области, позволили раскрыть взаимоотношения региональных и местных площадных и линейных структур альпийского этапа и их положение по отношению к одновозрастному отпечатку глобального ротационного поля напряжений. Ниже приводится их описание.

### 1. КАВКАЗ

Для советской геологической школы Кавказ, так же как для западноевропейской — Альпы, служит давним объектом непрерывающихся геологических исследований и полигоном, на котором проверялись и проверяются различные гипотезы деформации земной коры. Причина такого внимания к Кавказу — его геологическая молодость — принадлежность к последнему (альпийскому) этапу тектонического развития, а также хорошая обнаженность, позволяющая наблюдать в разрезе тектонические структуры в их большом морфологическом разнообразии и различных сочетаниях.

В тектоническом аспекте детальнее изучен Большой Кавказ, чем Малый. На Большом Кавказе большая заслуга в этом принадлежит геологам Грузии и Азербайджана. Большой вклад в изучение тектоники западной части Большого Кавказа и Закавказья принадлежит П. Д. Гамкрелидзе (1957), а в изучение тектоники восточной части Большого Кавказа и Закавказья — В. Е. Хаину (1950) и Э. Ш. Сихалибейли (1956, 1964) и Ш. А. Азизбекову (1966). Большая заслуга в изучении тектонического строения Малого Кавказа принадлежит А. Т. Асланяну и А. Т. Вегуну (1958, 1970).

В конце 30-х годов, затем с начала 50-х годов проводил и проводит в настоящее время свои исследования на Кавказе В. В. Белоусов (1938—1940), избравший основным объектом изучения восточную часть Большого Кавказа. Предложенная В. В. Белоусовым схема развития геосинклинали (распадающейся на интрагеосинклинали и интрагеоантиклиналь, на месте которой возникает после инверсии центральное поднятие), его представления о смещении на периферию прогибов и гравита-

ционном происхождении складчатости — все эти идеи обосновываются им материалами геологического изучения Кавказа. Как часть альпийского складчатого пояса описывал Кавказ М. В. Муратов (1949). Позднее геологическое развитие Кавказа было описано Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным (1963), а новейшая тектоника Кавказа — Е. Е. Милановским (1968). Геологическому развитию и тектоническому строению Кавказа посвящено много исследований, библиографию которых можно найти в работах упомянутых авторов.

Изучение Кавказа позволило поставить фундаментальные вопросы развития геосинклинали и миграции прогибов, причин и механизма образования разрывных нарушений и складок. В решении этих вопросов был достигнут некоторый прогресс, но окончательно они еще не решены.

*Фрагменты отпечатков глобального ротационного поля напряжений, развитые на Кавказе и реконструируемые там региональные площадные структуры.* Анализ линейных структурных элементов топографических и геологических карт Кавказа в масштабах от 1 : 1 000 000 до 1 : 50 000 позволил выделить отпечатки глобального ротационного поля напряжений, как фрагменты этих отпечатков, установленных и идентифицированных на всей Европейской части СССР. Это ортогональные сетки, состоящие из направлений, имеющих следующие азимуты: 30 и 300°, 82 и 352°, 12 и 282°, 60 и 330°, 0 и 90° (рис. 17). Возраст первой системы, отвечающей отпечаткам глобального поля  $E^{6a}$  и  $B^6$ , был установлен соответственно как силурийский и позднеюрский, второй системы  $B^4$  — как пермский, третьей системы  $B^{6a}$  — как раннемеловой, четвертой системы  $C^1$  — как палеоценовый, пятой системы  $B^{6b}$  — как позднемеловой, шестой системы  $C^5$  — как современный. Расстояния между трещинами и разломами, входящими в эти системы, различны, но закономерности этого различия нами здесь не рассматриваются и поэтому системы показаны как ортогональные сетки с равными промежутками между линиями.

Анализ пространственного расположения линейных структурных элементов геологии и рельефа Кавказа и Малой Азии обнаруживает на их площади две крупные региональные площадные структуры, обращенные своей выпуклой стороной на север. Ядром одной из них служит массив Киршехир в Анатолии, а ядром другой — северный выступ Аравийской плиты.

Анатолийская структура, имеющая своими ядрами массивы Мендерес и Киршехир, проявляется системой концентричных дуг, обращенных на север, и сказывается в простирающихся горных хребтов и контурах южного и северного берегов Черного моря, северо-восточного и юго-западного берегов Каспийского моря. Хотя и менее отчетливо, эта система дуг проявляет себя и в пределах Южной Украины. Повсеместно ее фланги



описываются направлениями максимальных касательных напряжений платформенного поля.

Аравийская региональная структура, ядро которой составляет северный выступ Аравийской плиты, обрамлена с севера горно-складчатými цепями Малого Кавказа. Далее на севере это обрамление проявляет себя поворотом на юго-восток от Мангышлака простирающихся зон альпийской складчатости, продолжающих Большой Кавказ, а также простирающимся северо-восточного и юго-западного берегов Каспийского моря. Дугообразные простирающиеся линейных элементов геологии и рельефа, концентрических Малому Кавказу, можно обнаружить в большом удалении от него на территории Южной Украины. Повсеместно их фланги вписываются в систему максимальных касательных напряжений платформенного поля.

Таким образом, достаточно четко проявляют себя площадные региональные структуры — Анатолийская и Аравийская, испытывающие на Кавказе взаимное наложение. Рассмотрим более детально подчиненные им местные площадные структуры Кавказа.

Анализ позволил выделить отпечаток регионального поля напряжений, отвечающий концентрическим дугам Малого Кавказа, обращенным выпуклой стороной на северо-восток. Среди них выделяется внешняя Сомхето-Карабахская зона, а также Присеванская, Мисхано-Зангезурская, Еревано-Ордубадская и Приараксинская (Асланян, Вегуни, 1970). На протяжении альпийского цикла они обладали различным тектоническим режимом, а в современной структуре составляют части единого вулканического плато — Армянского нагорья. Наряду с этими дугами, имеющими концентрическое строение, в систему, отвечающую региональному полю, входят ортогональные дугам (радиальные) разломы и трещины.

На Малом Кавказе выделяются (см. рис. 17) дугообразные концентрические зоны (начиная с внешней): Сомхето-

Рис. 17. Геологическая схема Малого Кавказа:

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — меловые отложения; 4 — средне- и верхнеюрские отложения; 5 — нижнеюрские отложения; 6 — палеозойские отложения; 7 — докембрийские и кембрийские отложения; 8 — граниты, преимущественно позднеюрские; 9 — неоген-четвертичные базальты; 10 — ультраосновные и основные интрузии, преимущественно эоценовые; 11 — современные вулканы; 12 — разломы; 13 — ортогональная система трещин и разломов, отвечающая отпечаткам силурийского ( $E^{6a}$ ) и позднеюрского ( $B^6$ ) глобального поля напряжений (азимуты отпечатка —  $30^\circ$  и  $300^\circ$ ); близок ему, но не показан на схеме из-за загруженности отпечаток пермского ( $B^4$ ) глобального поля напряжений с азимутами  $82^\circ$  и  $352^\circ$ ; 14 — отпечаток раннемелового ( $B^5$ ) глобального поля напряжений (азимуты отпечатка  $12^\circ$  и  $282^\circ$ ), отпечатки поздне- и современного ( $B^{6b}$ ) глобального поля напряжений имеют азимуты  $0^\circ$  и  $90^\circ$  и на схеме не показаны; 15 — отпечаток палеоценового ( $C^2$ ) глобального поля напряжений (азимуты  $60^\circ$  и  $330^\circ$ ); 16 — границы дугообразных тектонических зон, отвечающих концентрической системе линий регионального поля напряжений; 17 — простирающиеся складчатых толщ и параллельных им трещин и разломов, отвечающих местным полям напряжений. Тектонические зоны: 1 — Сомхето-Карабахская, 2 — Присеванская, 3 — Еревано-Ордубадская, 4 — Мисхано-Зангезурская, 5 — Приараксинская. Антиклинории: А — Алавердский, Ш — Шамхорский

Карабахская, Присеванская (с ее восточным продолжением — Кафанской зоной), Мисхано-Зангезурская, Еревано-Ордубадская и Приараксинская. Они отличаются своей геологической историей и морфологией входящих в ее состав структур. На тектонической схеме Армянской ССР под редакцией А. Т. Асланяна и А. Т. Вегуни (1970) при проведении границ между ними дано предпочтение историко-геологическим аспектам, нами — структурным. Последнее позволяет сузить возрастные рамки выделяемых зон заключительными этапами их формирования.

Рассмотрим морфологические особенности тектонических структур, слагающих отдельные зоны. В пределах Сомхето-Карабахской зоны протягивается крупный дугообразной формы антиклинорий, распадающийся на два — Алавердский и Шамхорский. Антиклинорий в целом и отдельные его части имеют в плане дугообразную форму и обращены выпуклой стороной на юго-запад. На востоке зоны выделяется еще один дугообразный в плане антиклинорий, обращенный выпуклой стороной на юго-запад и сложенный толщей юры и мела. Все эти дугообразные структуры не выходят за пределы Сомхето-Карабахской зоны и общим их фронтом служит ее граница с Присеванской зоной.

Наиболее подвижная и раздробленная Присеванская зона отличается от смежных линейностью развитых в ней структур, параллельных ее контуру, что указывает на связь этой зоны с глубинными разломами, отделяющими Сомхето-Карабахскую зону от внутренних зон Малого Кавказа.

В пределах Мисхано-Зангезурской зоны выделяются три дугообразные структуры, сложенные вулканогенным комплексом палеогена и неогена и обращенные выпуклой стороной на юго-запад. Одна из них располагается к югу от Базумского хребта (р-н Кировакана), другая охватывает южный выступ оз. Севан, а третья находится восточнее. Далее на востоке — в Кафанской зоне имеется еще одна дугообразная структура, обращенная выпуклой стороной на юго-запад. Все перечисленные дугообразные структуры — местные площадные структуры заходят своими фронтальными частями в пределы Еревано-Ордубадской зоны.

В Приараксинской зоне обнаруживаются две дугообразные структуры, обращенные выпуклой стороной на северо-восток в соответствии с общей ориентацией дуги Малого Кавказа.

В отличие от дугообразных складчатых структур Сомхето-Карабахской зоны, дугообразные структуры Мисхано-Зангезурской, Еревано-Ордубадской и Приараксинской зон являются дугообразными пологими поднятиями, сложенными сверху палеогеновым вулканогенным комплексом и осложненными дугообразными системами разломов. Деформация и складчатость лишь начали в них свое развитие, захватив тыловые части структур на севере. Во фронтальных выпуклых частях этих структур они проявляют себя как дугообразные системы разло-

мов, к которым, особенно в местах их пересечения, и бывают обычно приурочены центры вулканических излияний — неоген-четвертичные и современные.

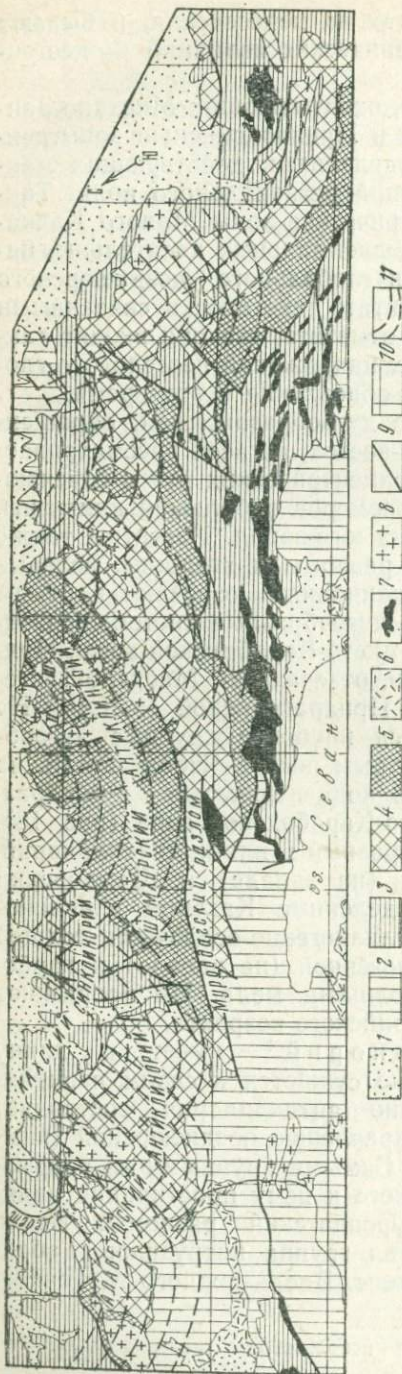
Дугообразная форма структур, охватывающих Мисхано-Зангезурскую, Еревано-Ордубадскую и Приараксинскую зоны, свидетельствует об их связи с направлениями действующих максимальных касательных напряжений регионального поля. Также и сами дугообразные концентрические зоны Малого Кавказа, описываемые направлениями максимальных касательных напряжений платформенного поля и глобального позднеюрского (киммерийского) поля, можно считать генетически связанными с этими направлениями. Следует отметить, что они входят также в систему главных нормальных напряжений неогенового глобального поля, указывая на свое обновление в это время.

Таким образом, на этом фоне дугообразных зон, обращенных выпуклой стороной на северо-восток, на всей рассматриваемой площади развиты системы концентрических дуг и отвечающие им антиклинории меньших размеров и большей кривизны, обращенные выпуклой стороной на юго-запад. Известны также ортогональные им (радиальные) разломы и трещины, которые совместно с дугообразными антиклинориями отвечают местным полям напряжений. Эти местные дугообразные системы развиты самостоятельно в пределах Сомхето-Карабахской зоны, Присеванской, а также на территории, отвечающей Мисхано-Зангезурской, Еревано-Ордубадской и Приараксинской зонам. На территории последних выделяются наиболее крупные дугообразные системы, отвечающие местным полям. Чтобы понять их геологический смысл, рассмотрим концентрические дугообразные системы, развитые в Сомхето-Карабахской зоне (рис. 18). В ее пределах выделяется дугообразный в плане антиклинорий, распадающийся на Алавердский (на западе) и Шамхорский (на востоке) антиклинории, разделенные Кахским синклинорием. Сложены они мощной вулканогенно-осадочной толщей юры, а также карбонатно-вулканогенной (на западе) и карбонатно-осадочной (на востоке) толщами мела. Их прорывают граниты преимущественно киммерийского возраста.

Шамхорский антиклинорий\* имеет в длину 120 км, в ширину 60 км и плавно сужается к своим периклинальным окончаниям. Простирается антиклинория составляет  $300^\circ$ , что отвечает широтному направлению позднеюрской (киммерийской) глобальной системы. Самыми крупными из разрывных нарушений такого или близкого к нему простирания являются Предмалокавказский и Муровдагский разломы. Вдоль первого расположена Яныхлийская группа интрузивов, Габахтапинский и Учтапинский интрузивы. Вдоль южного Муровдаг-

---

\* При описании этого антиклинория использованы материалы, любезно предоставленные А. А. Байрамовым.



ского разлома с северо-запада на юго-восток расположены Лазылар-Шамхорская группа кварц-диоритовых интрузий и Кашкардагская группа гранитоидов. Все упомянутые интрузивы имеют возраст 135—140 млн. лет (киммерийский этап).

В пределах антиклинория четко выделяются три concentрические дугообразные системы, обращенные выпуклой стороной на юго-запад: западная, центральная и восточная. Западная система описывает выделяющийся здесь Центрально-Шамхорский горст, к которому приурочены гранитоидные интрузивы (Таузчайский, Атабек-Славянский, Гиланбирский, Кызылкаинский и др.) с абсолютным возрастом 160 млн. лет (киммерийский этап). Центральная система отражает concentрические дугообразные разломы, распадающиеся на три дуги (см. рис. 18). Внешняя дуга включает

Рис. 18. Геологическая схема Сохето-Карабахской зоны с элементами отпечатков глобального, регионального и местных полей напряжений:

1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — меловые отложения; 4 — среднеюрские отложения; 5 — нижнеюрские отложения; 6 — неоген-четвертичные андезиты и базальты; 7 — ультраосновные и основные эоценовые интрузии; 8 — граниты, преимущественно позднеюрские; 9 — разломы; 10 — ортогональная система трещин, отвечающая позднеюрскому (киммерийскому) глобальному полю напряжений; 11 — система дугообразных простираний складчатых толщ и параллельных им трещин, отвечающая местному полю напряжений; I — внешняя дуга с массивами Дашбулакским, Атабек-Славянским и Зурнабадским, II — средняя дуга с массивами Кабахтапинским, Джигирским и Гореловским, III — внутренняя дуга с массивами Гильямбарским и Баруш-Барсумским

массивы Дашбулакский, Атабек-Славянский и Зурнабадский. Средняя дуга объединяет Кабахтапинский, Джагирский и Гореловский массивы. Восточная часть Шамхорского антиклинория также имеет дугообразное строение. Своим западным флангом эта дугообразная структура пересекает восточный фланг центральной части Шамхорского антиклинория, чем и определяется имеющаяся здесь сложная система разломов. Фронтальные зоны дугообразных структур по касательной к ним описываются Муровдагским и другими близкими к нему по простиранию разломами, чем и объясняются их небольшие отклонения от широтных направлений платформенного, а также киммерийского глобального полей напряжений.

Алавердский антиклинорий имеет около 100 км в длину и 35 км в ширину, постепенно сужаясь к своим периклинальным окончаниям. Параллельно и перпендикулярно простиранию антиклинория прослеживается ортогональная система вертикальных трещин, причем перпендикулярно его простиранию трещины обычно слабо минерализованы и носят признаки трещин растяжения. На площади антиклинория выделяются три обращенные на юго-запад концентрические дугообразные системы простираний складчатых толщ: западная, центральная и восточная. Западная система располагается на пологом южном крыле антиклинория с центром кривизны на его поднятом и крутом северном крыле, прорванном гранитной интрузией киммерийского этапа. Она описывает простирания складчатых толщ, которые на тектонической схеме Армянской ССР под редакцией А. Т. Асланяна и А. Т. Вегуни (1970) показаны в виде осей антиклиналей разного направления. Восточная система осложняет периклинальное окончание антиклинория, а центр ее кривизны, как и у других, находится на его северном крыле. Внешние контуры концентрических систем подчеркиваются разломами с широкими, в несколько метров зонами дробления, а также связанными с ними зонами неоген-четвертичных базальтовых излияний.

Простирания складчатых толщ дугообразны и на большей части площади, исключая области замыкания дуг, ориентируются под углами  $45^\circ$  к границам Сомхето-Карабахской зоны, свидетельствуя о своем возникновении под действием максимальных касательных напряжений, отвечающего ей регионального поля напряжений. Перпендикулярно дугам (радиально) располагаются трещины с явными признаками растяжения. Это указывает на дугообразное расположение растягивающих напряжений местного поля и радиальное — сжимающих. Таким образом, возникнув в региональном поле напряжений, дугообразные структуры, отвечающие антиклинориям, развиваются далее под действием местного поля. В процессе этого развития происходит смятие толщ и развитие трещин даже за пределами зоны смятия. Так, трещины, параллельные западному флангу цент-

ральной дуги Алавердского антиклинория (его складчатым толщам), хорошо прослеживаются и далее на северо-западе за пределами области периклинального замыкания толщ. С другой стороны, пересекающее эту область продолжение западного фланга западной дуги антиклинория проявляет себя появлением здесь поперечных складок и трещин. Это и позволяет нам объединять трещины и простирания складчатости в единые системы, отвечающие линейной анизотропии прочностных свойств коры.

Мелкие дугообразные структуры. Автор совместно с Г. А. Дадаеяном, А. Е. Исаханян, Е. С. Лившиц и Д. Г. Макарян более детально исследовали полосу пересечения западной и центральной дуг Алавердского антиклинория, где в районе Алаверди известны колчеданные месторождения, описанные многими исследователями, в том числе М. А. Кашкаем (1951), С. С. Мкртчяном (1957), Э. Г. Малхасяном и Ю. А. Лейе (1963), Г. С. Дзоценидзе и Г. А. Тварчрелидзе (1965). В этой полосе П. Ф. Сопко (1971) обнаружил и изобразил на своей карте небольшие, протяжением до 5 км разломы, имеющие в плане дугообразную форму и контролирующие Алавердское, Шамлугское и Ахталское месторождения. Он не придал значения форме этих разломов и не занимался вопросом их образования, но нельзя не отдать должное самому факту их обнаружения. Оказалось, что в пределах изученной территории они хорошо отражаются в аномальном магнитном поле в виде дугообразных аномалий. Их проверка на местности всякий раз подтверждала связь этих аномалий с разломами, имеющими крутое падение и дугообразное простирание.

Эти разломы представляют собой сопряженные сдвиги, о чем можно судить по направлениям борозд на зеркалах их скольжения. Судя по их ориентации, вызвавшие эти сдвиги максимальные касательные напряжения принадлежат местному полю, чьи сжимающие напряжения поперечны контуру Алавердского антиклинория, растягивающие — продольны контуру, а средние — вертикальны. Это означает, что сопряженные сдвиги и связанные с ними разломы обязаны действию местного поля напряжений, ориентация которого определена расположением Алавердского антиклинория, возникшего под действием регионального поля напряжений.

С крутыми сопряженными сдвигами, возникшими под действием местного поля напряжений, пространственно связаны дугообразные антиклинальные складки — приразломные структуры, свидетельствующие о сжатии толщ, поперечном движении сдвига — флангу этой складки. На это сжатие указывают надвиги, имеющие то же простирание, что и крутые сдвиги, отвечающие флангу дугообразной антиклинали. Сжатие, поперечное поверхности крутого сдвига, можно объяснить лишь как выражение чередования процессов сдвига и сжатия, поскольку

сжатие возможно лишь после того, как сдвиг снял действовавшие ранее вдоль соответствующей поверхности максимальные касательные напряжения. В этом аспекте и следует рассматривать образование дугообразных структур как результат чередования деформации сдвига и сжатия. Дугообразные структуры можно рассматривать так же, как выражение пластического потока (задача Прандтля, Л. М. Качанов, 1956).

Развитие Малого Кавказа. Распространяя изложенный подход ко всей совокупности дугообразных и прямолинейных структур Малого Кавказа от мелких локальных до самой крупной региональной, можно сделать следующие выводы об их развитии. Под действием ротационного глобального поля напряжений происходит дробление земной коры и смещение масс к экватору, создающее условия сжатия вдоль южного края Восточно-Европейской платформы. Непосредственное воздействие этих сжимающих напряжений приводит к сжатию этого края платформы, горообразованию и складчатости, выражающих развитие Большого Кавказа.

Под действием максимальных касательных напряжений этого поля возникает крупнейшая система сопряженных сдвигов, локализация которой определяется положением северного выступа Аравийской плиты. Сдвиги, чередующиеся в процессе деформации со сжатием, создают концентрическую систему дугообразных тектонических зон Малого Кавказа — внутреннюю часть Малокавказской региональной структуры. Региональное поле напряжений, определяемое контурами этой региональной структуры, направлениями своих максимальных касательных напряжений в свою очередь определяет контуры местных структур. Их конкретная локализация, вероятно, отражает неоднородности земной коры, выражающиеся блоками. Тормозящим действием этих блоков, как реакцией на северо-восточное смещение Малокавказской региональной структуры, можно объяснить юго-западную ориентацию местных структур, ядрами которых служат эти блоки.

Юго-восточная часть Большого Кавказа. Дугообразные структуры Малого Кавказа при подходе к Большому Кавказу погружаются и заменяются линейными субширотными, присущими Большому Кавказу. Однако на его северном склоне в элементах рельефа можно проследить системы линейных элементов, концентричных Малому Кавказу, а начиная от Апшеронского полуострова складчатое продолжение Большого Кавказа поворачивает на юго-восток, также концентрично Малому Кавказу. Контуры Большого Кавказа позволяют делить его на два параллельных, кулисообразно расположенных горных хребта — западный и восточный, каждый из которых в центре испытывает заметное расширение, образуя самостоятельные местные дугообразные структуры, обращенные на север. При оценке их тектонического положения следует учитывать, что

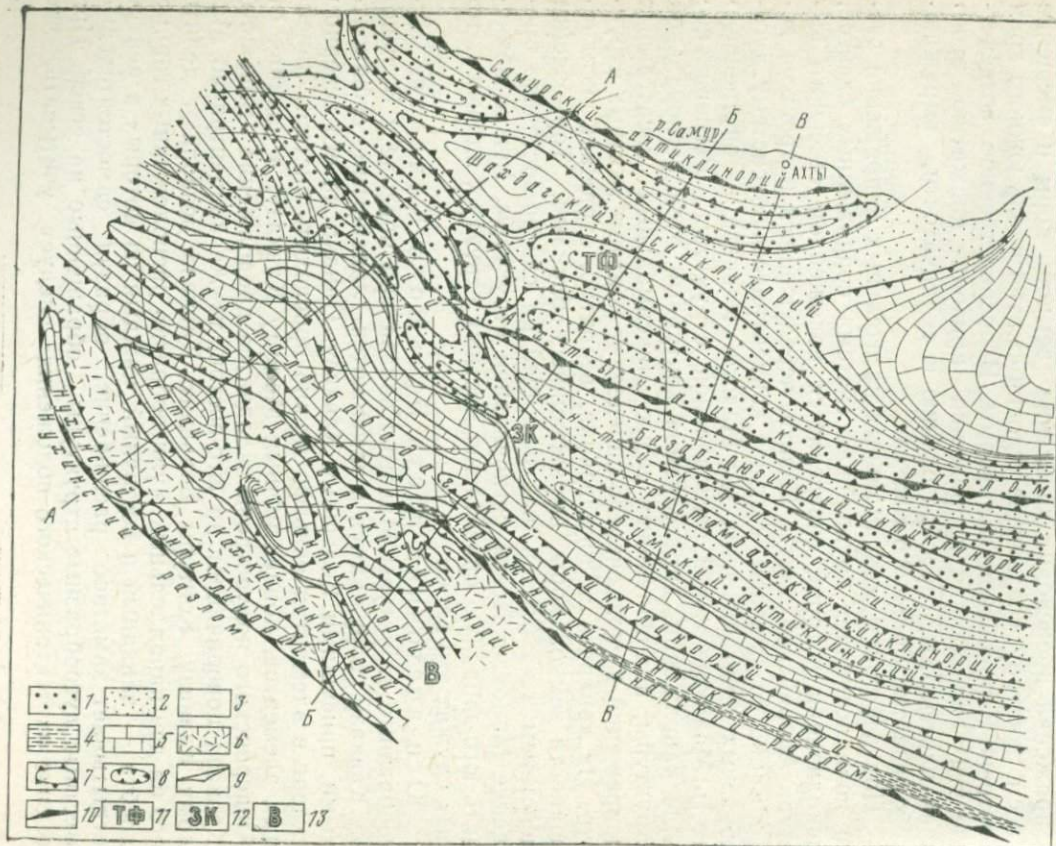


Рис. 19. Тектоническая схема западной части Юго-Восточного Кавказа:

1 — песчано-сланцевые отложения нижней юры нерасчлененные; 2 — песчано-сланцевые отложения нижнего аалена; 3 — песчано-сланцевые отложения верхнего аалена; 4 — отложения байоса и бата; 5 — песчаные (а), вулканогенные (б); 6 — песчано-сланцевые отложения титона и известняково-сланцевые отложения титона-баррема; 7 — вулканогенные отложения верхнего альба-сеномана; 8 — антиклиналь или антиклинорий; 9 — синклиналь или синклинорий; 10 — надвиг; 11 — разлом, разделяющий структурные ступени; 12 — Тфанская ступень; 13 — Закаато-Ковдагская ступень; 13 — Вандамская ступень

Большой Кавказ параллелен юго-западной границе Восточно-Европейской платформы и сам может рассматриваться как зона смятия, проходящая вдоль ее границы — контура Евразийской платформенной структуры.

Местные площадные структуры Восточного Кавказа автор исследовал в своей западной (Закаталы—Варташен) части, изучая развитую там мелкую складчатость и выясняя ее природу (Долицкий, 1964).

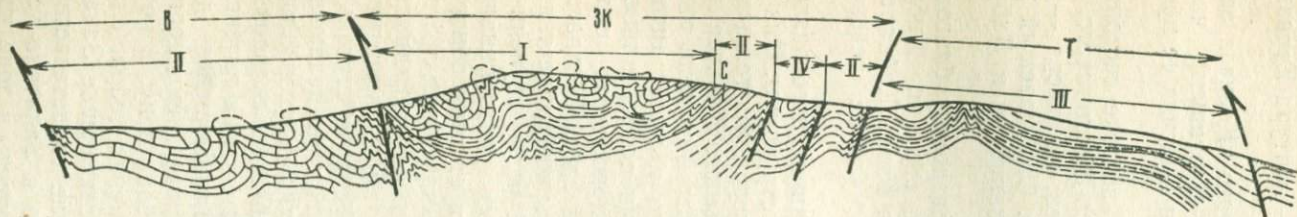
Мегантиклинорий Большого Кавказа на востоке состоит из осевого Тфанского антиклинория (Самуро-Шахдагского, по В. Е. Хаину) и смежных с ним синклинориев: на севере — Северо-Кавказского, а на юге — Дибрарского. Описываемый район охватывает лишь часть Тфанского антиклинория и Дибрарского синклинория (рис. 19, 20).

Эти структуры разделены Ахтычайским разломом, благодаря чему могут рассматриваться как блоки или ступени. Дибрарский синклинорий, в свою очередь, рассечен вдоль Кайнарским разломом на две ступени: Закатало-Ковдагскую на севере и Вандамскую на юге.

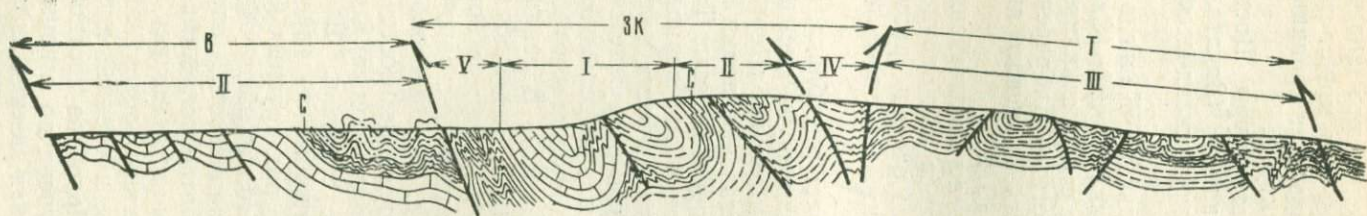
Тфанская ступень имеет вид блока, ограниченного разломами, по которым на нее надвинуты смежные структуры. Она сложена наиболее древними ниже- и среднеюрскими толщами и занимает в структуре мегантиклинория Большого Кавказа положение осевого антиклинория. Ширина Тфанской ступени составляет 10—12 км. На западе она приподнята и имеет антиклинальное строение, будучи сложена толщами тоара и нижнего аалена. К востоку ступень погружается, приобретает синклинальное строение, и мульда выделяющегося здесь Шахдагского синклинория II порядка оказывается сложенной известняками верхней юры и нижнего мела. В западной части ступени прослеживаются три прямых веерообразных антиклинальных складки шириной около 2—4 км; по бортам ступени обнаруживаются складки до 1 км шириной, опрокидывающиеся в сторону ее осевой части. Возле с. Хнов веерообразные антиклинали испытывают местное погружение, восточнее вновь воздымаются и заканчиваются на востоке района, где Тфанская ступень приобретает синклинальное строение. В мульде выделяющегося здесь Шахдагского синклинория известняки верхней юры и нижнего мела образуют ряд крупных коробчатых складок. В основании известняковой толщи обнаруживается зона интенсивного развития мелкой складчатости, опрокидывающейся дивергентно — в стороны, противоположные мульде синклинория.

Ахтычайский разлом представляет собой зону, в которой приведены в тектонический контакт отложения тоара, слагающие Тфанскую ступень, и средней юры, слагающие Закатало-Ковдагскую ступень. Подобное соотношение свидетельствует о поднятии Тфанской ступени по отношению к Закатало-Ковдагской. Однако интенсивная мелкая складчатость в зоне контак-

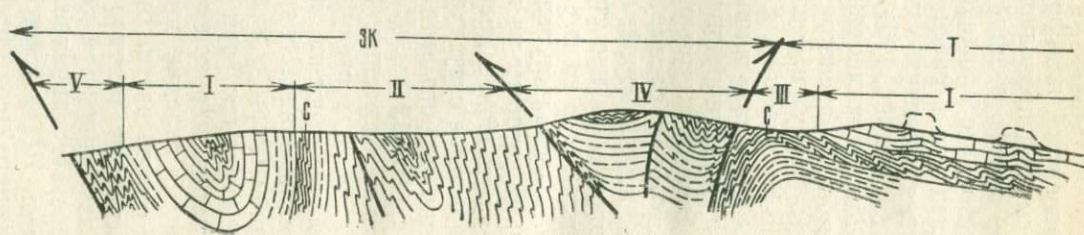
Разрез по линии А-А



Разрез по линии Б-Б



Разрез по линии В-В



та, опрокидывающаяся в северном направлении, свидетельствует о том, что она формировалась в процессе надвигания Закалато-Ковдагской ступени на Тфанскую.

Закалато-Ковдагская ступень сложена толщами средней юры — нижнего мела и ограничена разломами (на севере Ахтычайским, а на юге Кайнарским), что придает ей черты блока. Синклинальное строение слагающих ее толщ позволяет выделить в пределах ступени структуры II порядка: в осевой части Закалато-Бабадагский синклинорий, к северу от него — Фийский антиклинорий, а к югу — Дуруджинский.

Фийский антиклинорий II порядка сложен толщами нижней и средней юры. В районе с. Хнов он испытывает погружение и сужается. К западу и востоку от него он распадается на два антиклинория III порядка: Базар-Дюзинский — на севере и Бумский — на юге, разделенные Рустамбазским синклинорием III порядка. К северу от Базар-Дюзинского антиклинория проходит Хиналугский синклинорий III порядка.

Вдоль южного крыла Базар-Дюзинского антиклинория проходит установленный Э. Ш. Шихалибейли (1956) крутой Малкамудский надвиг, который в 3 км севернее с. Гдым смыкается с Ахтычайским разломом. Базар-Дюзинский антиклинорий поднят и в виде горста надвинут на смежные структуры. Бумский антиклинорий опрокинут на юг. Среди мелких складок наиболее распространены складки шириной в единицы метров, реже — в десятки и сотни метров. В ядрах синклинориев мелкие складки часто имеют веерообразную форму, а на крыльях оказываются опрокинутыми дивергентно в стороны, противоположные ядрам. В том же направлении отмечаются перемещения по межпластовым и секущим надвигам. На продолжении толщ и пачек, образующих эти складки, каких-либо зон раздавливания не наблюдается, и складки поэтому нельзя считать возникшими за счет нагнетания. В расположении и опрокидывании этих складок не отмечается также связи с их гипсометрическим положением, вследствие чего нельзя приписать им происхождение за счет гравитационного оползания. В то же время очевидна их связь с продольным изгибом толщ, выражающаяся опрокидыванием складок дивергентно в стороны, противоположные ядрам синклинальных структур, и доказывающая, что они являются складками волочения. Если крупные зоны раздавливания в толщах не обнаруживаются, то мелкие, связанные со сланцевыми слоями на крыльях складок, встречаются довольно

Рис. 20. Разрезы через западную часть Юго-Восточного Кавказа.

Ступени: Т — Тфанская, ЗК — Закалато-Ковдагская, В — Вандамская. Складчатости: I — волочения, II — одностороннего срыва, III — двухстороннего срыва с опущенного блока, IV — двухстороннего срыва с поднятого блока, V — приразрывная (развита также вдоль разломов), с — зоны межпластового скольжения

часто. Сланцевые слои в этих зонах раздавливаются и растягиваются, а содержащиеся среди них песчаные прослои нередко разлинзовываются. Избыточный материал этих слоев оказывается перемещенным в замки складок, где образует мелкую (в единицы и десятки сантиметров) складчатость нагнетания.

Закатало-Бабадагский синклиниорий II порядка к востоку от Гдымского перевала имеет ширину около 10 км, он опрокинут на юг и осложнен многочисленными мелкими складками размером в метры и десятки метров. К западу от Гдымского перевала синклиниорий расширяется до 17 км и выполаживается, что позволяет называть эту зону расширения синклинория поперечным прогибом. В ней двухкилометровая толща известняков и сланцев нижнего мела образует три веерообразные антиклинальные складки шириной 2—3 км и длиной около 30 км, осложненные вдоль своих замков разрывами. Антиклинали располагаются диагонально по отношению к оси синклинория и, отклоняясь к северо-западу, составляют в ней угол 10—12°, на северо-западе и юго-востоке они постепенно погружаются. Как-либо зон раздавливания и растяжения на продолжении толщ, образующих эти антиклинали, не отмечается. Наоборот, повсеместное развитие мелкой складчатости свидетельствует о всеобщем распространении условий продольного сжатия.

Мелкие, измеряемые метрами, складки, осложняющие крупные веерообразные антиклинали, на крыльях и пологих сводах встречаются сравнительно редко, но близ замков, в сторону которых они повсеместно опрокинуты, количество их возрастает настолько, что создается картина сплошной мелкой складчатости. Все эти особенности складок, а также отсутствие связанных с ними зон раздавливания позволяет считать их складками волочения. В замках некоторых крупных складок мелкие приобретают причудливую форму с плавно искривленными крыльями и замками, в которых мощность слоев увеличена в 3—4 раза. Сланцевые слои на крыльях оказываются полностью раздавленными и перемещенными в замки, где их мощность многократно возрастает. В замках увеличивается мощность и известняковых слоев, хотя не так значительно, как сланцевых.

Таким образом, процесс течения, который обычно захватывает лишь сланцевые слои, в данном случае распространяется на всю толщу, что позволяет выделить самостоятельный тип — складчатость общего течения. Последняя часто обнаруживает приуроченность к надвигам, рассекающим замки веерообразных антиклинальных складок, проявляя себя, как приразрывная складчатость общего течения. Многочисленные межпластовые надвиги, рассеянные в нижнемеловой свите, сосредоточиваются в ее основании. Движения по ним направлены в стороны, противоположные ядру Закатало-Бабадагского синклинория и сопровождаются образованием зон мелкой складчатости волочения. На некоторых участках, где надвиги приобретают характер

секущих, развиваются зоны брекчирования. На крыльях синклинория мелкие складки опрокидываются в стороны, противоположные его ядру. Такой характер складчатости в Закатало-Бабадагском синклинории свидетельствует о том, что она является складчатостью волочения, а осложняемый ею синклинорий — складкой продольного изгиба.

Дуруджинский антиклинорий является южным приподнятым бортом Закатало-Ковдагской ступени и зоной смятия, связанной с Кайнарским надвигом. Он представляет собой узкую, вытянутую на десятки километров и опрокинутую на юг антиклиналь гребневидной формы. На востоке ширина Дуруджинского антиклинория составляет 2—4 км, к западу он сужается и при подходе к р. Шинчай погружается. Песчаники и сланцы верхнего аалена, слагающие ядро Дуруджинского антиклинория, рассечены многочисленными разрывами и смяты в мелкие складки, на крыльях которых не только сланцы, но и песчаники обнаруживают признаки раздавливания и пластического течения. Все это позволяет считать эту складчатость приразрывной складчатостью общего течения, связанной с перемещениями по Кайнарскому надвигу.

Кайнарский надвиг представляет собой крутой, падающий на север разрыв, отделяющий относительно приподнятую Закатало-Ковдагскую ступень от Вандамской. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигу на востоке района (р. Дашагылчай) составляет около 2500 м, а на западе (р. Шинчай) — 1500 м. По надвигу приведены в тектонический контакт песчаники и сланцы верхнего аалена, слагающие южный борт Закатало-Ковдагской ступени с меловыми песчаниками и сланцами, образующими северный борт Вандамской ступени.

Вандамская ступень сложена преимущественно меловыми толщами и представляет собой в первом приближении падающую на север моноклиналь, складчатость внутри которой опрокинута в южном направлении. Ступень ограничена разломами: Кайнарским на севере и Нухинским на юге. Вдоль северного опущенного края ступени проходит Дашагильский синклинорий, а вдоль поднятого южного — Вандамский антиклинорий, состоящий из двух опрокинутых на юг антиклинориев III порядка: Варташенского и Нухинского, разделенных Кахским синклинорием. На западе Вандамская ступень поднята, и ее ширина составляет около 7 км. К востоку она расширяется до 18 км, опускается и возле с. Варташен погружается под покров четвертичных отложений.

Дашагильский синклинорий представляет собой северную опущенную часть Вандамской ступени. Он начинается на западе в верховьях р. Кишчай, к востоку углубляется и расширяется, достигая по р. Дашагылчай ширины 5 км. На севере по Кайнарскому разлому синклинорий граничит с Дуруджинским антиклинорием, а на юге переходит в Варташенский антиклинорий.

рий. Поэтому северное крыло синклинория оказывается крутым или опрокинутым, а южное — пологим. Синклинорий сложен в ядре толщей вулканогенных песчаников и сланцев верхнего альба — сеномана и сланцевой свитой сеномана, которые залегают на известняково-сланцевой толще готерив-баррема. Толща вулканогенных песчаников и сланцев слагает две крупные (в поперечнике около 2 км) веерообразные антиклинали. Синклинали между ними заполнены смятыми в мелкие изоклинальные складки сланцами сеномана. Вдоль крыльев синклинория отмечаются секущие надвиги с развитой вдоль них приразрывной складчатостью, часто наблюдается переход этих надвигов в межпластовые сдвиговые перемещения, возникновение которых связано с механизмом волочения при общем синклинальном изгибе толщ.

Варташенский антиклинорий III порядка сложен известняково-сланцевыми толщами валанжина и готерив-баррема. Он входит в состав Вандамского антиклинория и занимает среднюю часть Вандамской ступени, подходя на западе к ее северному краю. Антиклинорий состоит из трех кулисообразно расположенных и опрокинутых на юг брахиантиклиналей шириной 3 км и длиной 5 км. Своды их местами осложнены синклиналями, а крылья — крутыми надвигами.

Кахский синклинорий III порядка разделяет Варташенский и Нухинский антиклинории. Он имеет пологое южное и крутое, а местами опрокинутое северное крыло. Ширина синклинория составляет на западе 5 км. К востоку он углубляется, сужается до 2 км, а падение его южного крыла становится более крутым. Ядро синклинория сложено известняково-сланцевой свитой готерив-баррема и туфогенной свитой верхнего альба—сеномана, смятыми в мелкие складки волочения, срыва и приразрывного смятия. В сланцевых пачках на границе с известняковыми отмечается увеличение интенсивности складчатости волочения и развитие мелкой складчатости нагнетания.

Нухинский антиклинорий III порядка является краевым антиклинорием Вандамской ступени. Он сложен туфогенными песчаниками и сланцами байоса, а также известняками и сланцами титона, валанжина и готерив-баррема. Антиклинорий состоит из трех, расположенных цепочкой брахиантиклиналей, каждая из них имеет ширину около 1,5 км и длину 8—10 км. Антиклинали опрокинуты на юг и имеют крутые периклинальные окончания (40—60°). Вдоль их южных опрокинутых крыльев проходит Нухинский разлом. Крылья антиклиналей осложнены мелкими складками волочения шириной от 1—2 до 10—15 м. В ядре антиклинория туфогенные песчаники и сланцы байоса смяты в складки менее интенсивно, чем в ядре аналогичного по своему структурному положению Дуруджинского антиклинория.

Нухинский разлом представляет собой серию крутых, падающих на север разрывов, по которым Вандамская ступень, накинута на расположенные к югу структуры, скрытые под покровом четвертичных отложений Алазано-Агричайского прогиба. В зоне, тяготеющей к Нухинскому разлому, местами развита интенсивная приразрывная складчатость.



Рис. 21. Складки волочения

Мелкие складки по механизму изгиба группируются в кинематические типы: складки продольного изгиба, продольного смятия, скальвания и общего течения. По механизму возникновения сил, вызывающих складчатость, они объединяются в динамические типы; складчатость волочения, нагнетания, гравитационная, приразрывная и срыва.

Складчатость волочения образуется в результате относительного перемещения слоев толщи, подвергающейся продольному изгибу (рис. 21). Движение слоев при этом направлено из ядер синклиналей в сторону их крыльев, что и определяет наклон в том же направлении возникающих складок волочения.

Интенсивность складчатости волочения возрастает при увеличении мощности изгибающейся толщи и степени ее изгиба. Пространственная взаимосвязь крупных складок с осложняющими их мелкими впервые отмечена в конце XIX в. (Pumpelly, Dale, Wolff, 1894). Позднее (Hize, Leith, 1911) эта связь была объяснена механизмом волочения, мелкие складки названы складками волочения. На Юго-Восточном Кавказе складки волочения осложняют антиклинории и синклинории II порядка,

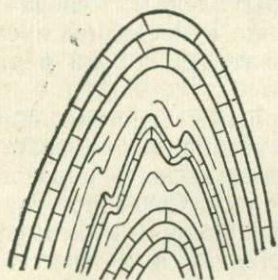


Рис. 22. Складки нагнетания в ядре антиклинали

свидетельствуя о том, что эти последние являются складками продольного изгиба, возникшими под действием сил продольного (горизонтального) сжатия.

Складчатость нагнетания возникает в пластичных слоях, перемещаемых при раздавливании в зоны пониженного давления — в замки складок и зоны разломов (рис. 22). В своем движении пластичные слои благодаря силе трения увлекают за собой менее пластичные, вызывая их растяжение и разлинзование в зонах раздавливания и складчатость в зонах нагнетания. Поэтому наклон образующихся складок нагнетания будет зависеть от относительного расположения в пачке слоев различной пластичности. Интенсивность складчатости нагнетания зависит

от величины поперечного раздавливания и мощности раздавливаемой пачки. Чем больше мощность, тем больше может быть абсолютная величина раздавливания и, тем самым, больше абсолютная величина продольного сжатия слоев и интенсивность складчатости нагнетания.

Пластическое течение горных пород впервые было отмечено А. Геймом (Heim, 1878) и К. ван Хайзом (van Hise, 1898). Мелкие складки течения в каменной соли наблюдали Д. Гаррисон (1930) и Г. Лиз (Lees, 1931) после того, как Л. Мразек (1915) отметил явление диапиризма. В дальнейшем на этот тип складчатости обратил внимание М. М. Тетяев (1938). Он считал его одним из механизмов складкообразования, приводимым в действие дифференциальными вертикальными движениями. Роли складчатости нагнетания и установлению деталей ее механизма посвящены работы В. В. Белоусова (1962).

Гравитационная складчатость образуется при пластическом течении слоев с поднятий в прогибы под действием силы тяжести и характерна своим опрокидыванием в направлении этого перемещения. Этот тип складчатости был выделен в конце прошлого века Е. Рейером (Reyer, 1888), считавшим его основным, если не единственным типом складчатости Юрских гор. В ту пору господства контракционной гипотезы идеи Е. Рейера не получили признания и привлекли внимание в последнее время в связи с возросшим интересом исследователей к роли вертикальных движений.

Складчатость, связанная с блоковыми перемещениями, образуется в условиях, когда продольный изгиб толщи оказывается затрудненным, и продольное сжатие может вызвать образование разрывов скола, косо секущих эту толщу. Согласно теории прочности, разрывы располагаются по направлениям максимальных касательных напряжений. Эти последние в соответствии с известными расчетами ориентируются под углом в  $45^\circ$  к действующим силам сжатия.

Для разрывных нарушений, измеряемых десятками и сотнями метров, отмечается хорошее согласие с теоретическими представлениями — разрывы секут обычно слоистую толщу под углом, близким к  $45^\circ$ . Однако для более крупных разломов, измеряемых десятками километров, которые разделяют того же размера блоки, отмечается их крутое падение на глубине и выполаживание к поверхности, что, казалось бы, противоречит указанным выше теоретическим представлениям. Это дало повод Л. Гланжо (Glangeaud, 1949) и В. В. Белоусову (1962) объяснять происхождение разломов вертикальными перемещениями, а их выполаживание к поверхности — гравитационным оползанием с поднятых блоков.

Существуют также разломы пологие на глубине и крутые у поверхности. Приводимые в работе расчеты показывают, что изменение угла падения разломов с глубиной связано с подоб-

ным же изменением направления действующих максимальных касательных напряжений, которые в поле тяготения отклоняются от угла в  $45^\circ$  по отношению к действующим силам сжатия. Вблизи поверхности этот угол оказывается меньше  $45^\circ$  (или больше), а с глубиной превышает его, приближаясь к  $90^\circ$  (или убывает до  $0^\circ$ ), причем переход осуществляется на расстоянии тем меньшем, чем выше удельный вес и пластичность породы. Развитие в условиях горизонтального сжатия разломов, отвечающих одной из этих систем — на глубине крутых или пологих, определяется преобладанием в деформации вертикальных или горизонтальных движений. Возникновение разрывов, разделивших толщу на клиновидные блоки, в условиях продольного сжатия приводит к их относительным перемещениям и смятию. Направление относительного перемещения блоков определяется наклоном разделяющих их разрывов. Наибольшая интенсивность складчатости наблюдается по торцам блоков, что и позволяет выделить складчатость приразрывного смятия. Сжатие от торцов передается во внутренние части блоков, где возникает складчатость срыва.

Приразрывная складчатость возникает в зонах разрывных нарушений в результате смятия слоев во фронтальной части перемещающихся блоков (рис. 23). Этот тип складчатости впервые выделен В. Е. Хаиным (1957).

Складчатость срыва возникает в толще при срыве ее с основания в результате гравитационного оползания или давления, оказываемого на нее надвигающимся блоком, и характерна опрокидыванием складок в направлении перемещения толщ (рис. 24). Этот тип складчатости впервые стали выделять французские геологи и в том числе Ж. Гогель (1969) при рассмотрении альпийских складчатых сооружений. Нами к складчатости срыва относится та, которая образовалась в связи с надвиганием блоков, причем выделяются ее разновидности: складчатость срыва с поднятого блока, опущенного и складчатость одностороннего срыва.

Крупные складки. Для динамических типов мелкой складчатости характерны специфические для каждого из них ассоциации складок. Подобные ассоциации образуют и крупные складки. Установление ассоциации крупных складок, типичных для того или иного механизма деформации, позволяет вполне объективно объяснить механизм их образования и выявить направление действующих при этом сил.

Прообразом выделяемых нами ступеней могут служить глыбовые складки (рис. 25). Развитая в западной части Тфанской ступени складчатость двустороннего срыва с опущенного блока указывает на надвигание на нее соседней Закатало-Ковдагской ступени. К востоку складчатость срыва в пределах Тфанской ступени сменяется складчатостью волочения, распространенной на фоне синклиналино изогнутых толщ. Такой характер склад-

чатости на своде мегантиклинория с признаками надвигания крыльев на его свод свидетельствует о ее развитии в условиях действия региональных сжимающих сил. Северная часть Закалато-Ковдагской ступени — Базар-Дюзинский антиклинорий осложнен дивергентно расположенной складчатостью, имеет характер горст-антиклинория, надвинутого по ограничивающим разломам на смежные структуры.

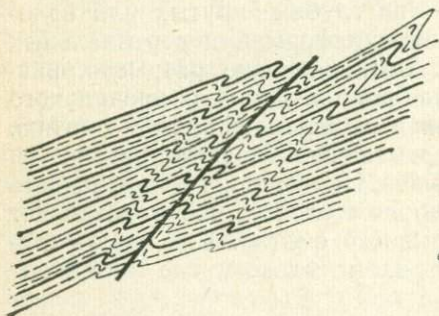
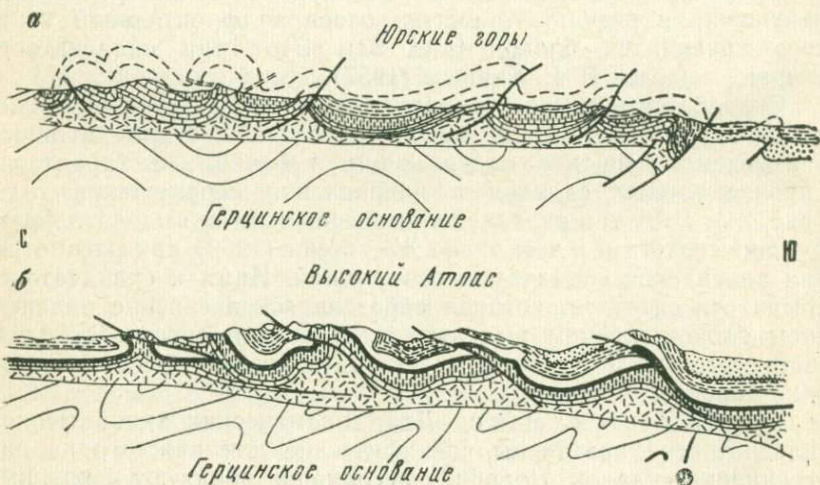


Рис. 23. Приразрывные складки

Рис. 24. Складки срыва в Юрских горах:

а — в Альпах, по А. Гейму; б — в Высоком Атласе, по Дюба



Эти особенности антиклинория характеризуют его как зону развития складчатости срыва с поднятого блока. Расположенный южнее Бумский антиклинорий опрокинут на юг, что можно рассматривать как признак его образования при одностороннем срыве при надвигании смежного Базар-Дюзинского антиклинория. Тем самым северная часть Закалато-Ковдагской ступени проявляет себя как ее краевая зона, смятая в складки и поднятая под давлением со стороны смежной Тфанской ступени. Расположенный южнее Закалато-Бабадагский синклиний, с развитой в нем дивергентно расположенной складчатостью во-

лочения, можно рассматривать как крупную складку продольного изгиба, возникшую под действием горизонтальных сжимающих сил. Южный борт Закатало-Ковдагской ступени поднят и смят в своем перемещении на юг, образуя Дуруджинский антиклинорий, являющийся зоной развития приразрывных складок. Таким образом, строение Закатало-Ковдагской ступени указывает на ее развитие в условиях продольного сжатия, следствием

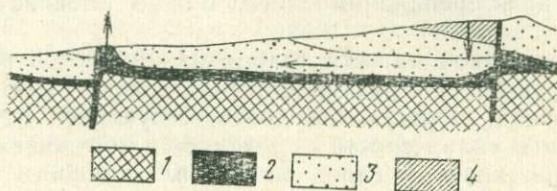


Рис. 25. Глыбовые складки в Юрских горах, по Л. Глянжо:  
1 — фундамент; 2 — пластичный триас; 3 — юра; 4 — мел

которого является ее поднятие как блока и надвигание на смежные ступени, а также смятие в складки слагающих ее толщ.

В пределах Вандамской ступени складчатость повсеместно опрокинута на юг и являет собой типичный пример складчатости одностороннего срыва. Лишь у южного приподнятого борта ступени формируется складчатость иного типа — приразрывная. Все это указывает на горизонтальное сжатие ступени и ее некоторое смещение к югу в значительной мере под воздействием надвигающейся с севера Закатало-Ковдагской ступени.

Таким образом, рассмотрение ассоциаций крупных складок, развитых в пределах описываемой части мегантиклинория, позволяет считать, что они возникли в основном под непосредственным действием горизонтальных сжимающих сил, в условиях изгиба и блоковых перемещений толщ. Поднятие, которое, по-видимому, также является следствием сжатия, оказывает некоторое влияние на характер образующихся складок, посредством гравитационного механизма, признаки которого можно найти в форме складок срыва в восточной части Закатало-Ковдагской ступени. На действие горизонтального сжатия указывает также наклон разломов — крутых на глубине и выполаживающихся к поверхности.

Связь крупных и мелких складок. Рассмотрение мелкой складчатости обнаруживает ее приуроченность к зонам изгиба толщ, их раздавливания и межпластовых перемещений. В этих зонах толщи в наибольшей степени дифференцируются на отдельные пачки и слои, создавая условия

образования складок все меньших размеров. При переходе от крупных складок к мелким роль механизма изгиба (волочения) сохраняется, и вместе с этим уменьшается роль гравитационного механизма и возрастает роль механизма нагнетания. По мере деформации увеличивается сопротивление толщ этой деформации, растут напряжения и утрачивается различие в поведении слоев — начинается общее пластическое течение слоев и образуются складки общего течения. Этот процесс, противоположный дифференциации слоев, можно именовать их интеграцией.

В процессе складчатости толщи, пачки и слои разделяются и комбинируются в структурно-литологические комплексы разного масштаба, образующие соответствующие складки. Тип деформации и складчатости определяется соотношением в комплексе толщ, пачек и слоев разной пластичности и их положением в более крупной структуре. В соответствии с этим относительная роль разных механизмов (ассоциаций складок) в пределах структур одного масштаба определяется относительным содержанием толщ, пачек или слоев разной пластичности в пределах структурно-литологических комплексов соответствующих масштабов.

При переходе от структур (структурно-литологических комплексов) менее крупных к более крупным изменение типов деформации (типов складчатости) отвечает изменению относительного содержания толщ, пачек или слоев разной пластичности в пределах соответствующих более крупных комплексов. В пределах структур трех-четырёх порядков нет никаких указаний на изменение основных признаков типов деформации (типов складчатости). Механизм образования более крупных структур, которые из-за недостаточной обнаженности нельзя наблюдать в их полном объеме и механизм образования которых поэтому не очевиден, определяется по аналогии с мелкими. Правомерность распространения условий подобия на более крупные структуры определяется двумя факторами: 1) наблюдаемой неизменностью основных признаков, определяющих тип деформации, при переходе от мелких складок к более крупным, 2) отсутствием скачкообразного изменения деформационных свойств толщ при переходе к деформации более крупных толщ. Согласно условиям подобия, возможно лишь постепенное уменьшение сопротивляемости толщ деформации при переходе к рассмотрению более крупных структур, что равносильно увеличению пластичности толщ. Поэтому при переходе к рассмотрению более крупных толщ допустимо ожидать увеличение роли сил тяжести в деформации и роли гравитационного механизма. Отсутствие соответствующих ассоциаций крупных структур — всего комплекса признаков, указывающих на гравитационный механизм, свидетельствует о том, что этот механизм тем не менее не является определяющим в формировании крупных

структур рассматриваемой части Юго-Восточного Кавказа. Поскольку все остальные механизмы, вызванные горизонтальным сжатием, достаточно четко себя проявляют вплоть до формирования самых крупных структур, следует считать, что они образовались под действием горизонтальных сжимающих сил.

Анализ линейных элементов структур западной части Юго-Восточного Кавказа (см. рис. 19) позволяет выявить системы продольных и диагональных направлений. Продольные направления, отвечающие преобладающим простираниям структур, указывают на поперечную им ориентацию главных сжимающих напряжений платформенного поля. Диагональные направления описывают дугообразные в плане изгибы этих структур, иногда выраженные соответствующим расположением фрагментов линейных структур. Это указывает на соответствие диагональных направлений максимальным касательным напряжениям платформенного поля, а также на действие поперечных им главных сжимающих напряжений регионального поля (весьма ограниченного в своем распространении), с которым и связана наблюдаемая дугообразность структур.

В пределах Тфанской ступени структуры дугообразно изогнуты в направлении ее оси. В пределах Закатало-Ковдагской ступени структуры изогнуты к северу, а в пределах Вандамской ступени — к югу. Оказывается тем самым, что структуры ориентированы дивергентно относительно оси Дибрарского синклиория, состоящего из Закатало-Ковдагской и Вандамской ступеней, и их воздействие распространяется на южную часть Тфанской ступени. Это указывает на сжатие, направленное из ядра Дибрарского синклиория, что наряду с результатами анализа складчатости указывает на заложение структур в процессе сжатия и изгиба толщ, слагающих Дибрарский синклиорий, из ядра которого они при изгибе смещаются на периферию. При этом преобладающую роль в определении конфигурации структур, имеющих дугообразную в плане форму, играют максимальные касательные напряжения платформенного поля и поперечные им главные нормальные напряжения регионального поля. Последующие блоковые смещения, поперечные главным сжимающим напряжениям платформенного поля, разрушают единство ранее возникших дугообразных структур и придают им линейность, благодаря чему с ростом деформации линейные структуры становятся преобладающими.

### Выводы

1. Как Малый Кавказ, так и Большой Кавказ возникли и развиваются под действием единого платформенного поля напряжений, ориентация которого определяется положением южного края Восточно-Европейской платформы.

2. Развитие Большого Кавказа происходит под действием

главных сжимающих напряжений платформенного поля, а развитие Малого Кавказа — под действием максимальных касательных напряжений того же поля. В этом проявляется пластический характер деформации, связанной с развитием Малого Кавказа, что в значительной мере определяется его положением как краевой зоны региональной площадной структуры, ядром которой служит Аравийская плита.

3. Юго-западная ориентировка местных площадных структур Малого Кавказа отражает ответную реакцию масс на его северо-восточное смещение, причем обратное смещение оказывается поперечным крупным разломам.

4. Размеры площадных структур отвечают площади действия регионального поля или местного поля напряжений и не связаны с амплитудой смещения масс. Судя по искажениям отпечатков глобального поля, горизонтальные смещения на Малом Кавказе не превышают первых десятков километров.

5. Планетарная трещиноватость образует на Большом и Малом Кавказе ортогональные системы, являющиеся отпечатками глобального ротационного поля напряжений разной ориентации и возраста. Разломы в своем преобладающем большинстве также вписываются в эти системы, но даже самые крупные из них имеют ограниченную протяженность, не превышающую обычно нескольких сотен километров. Их приуроченность к фронтальным зонам дугообразных структур пластического течения свидетельствует о развитии разломов под действием этого течения, хотя первоначальная неоднородность, послужившая концентратором напряжений, и обязана планетарной трещиноватости.

## 2. ЮЖНОЕ ГОРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Алтае-Саянская и Забайкальская горные области составляют соответственно юго-западную и юго-восточную части южного горного обрамления Сибирской платформы. Мощное горообразование неоген-четвертичного этапа в этих областях, сопровождающееся формированием впадин, в том числе такой уникальной, как Байкальская, — все это придает им большой научный интерес при решении вопросов о том, как и почему развиваются тектонические структуры. По Алтае-Саянской области и Забайкалью сошлемся на работы Е. В. Девяткина (1965), В. С. Ерофеева (1969), В. Н. Крестникова и Г. И. Рейснера (1965), Н. Н. Зарудного и И. А. Резанова (1968), Ф. С. Моисеенко, О. Е. Раковец (1967), В. В. Белоусова и Ю. М. Шейнманна (1968), А. П. Булмасова, А. Ф. Грачева (1972), М. Г. Гросвальда (1965), Н. В. Думитрашко (1952), Ю. А. Зорина, А. В. Ладынина, В. В. Ламакина (1968), Л. К. Мишариной (1964), А. А. Трескова (1968) и Н. А. Флоренсова (1968).

Геологические исследования и данные сейсмичности обнаруживают условия сжатия в Алтае-Саянской области и Забайкалье и наряду с этим растяжение, поперечное Байкальской впадине. Сжатие и горообразование в этой области Н. В. Думитрашко (1952) и другие исследователи связывают с южным смещением Сибирской платформы. В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн (1968) рассматривают образование впадины Байкала отдельно от развития всего горного обрамления и объясняют растяжением коры при сводовом поднятии. Связывает формирование Байкальской впадины с возникновением зоны коромантийной смеси А. Ф. Грачев (1972), В. В. Ламакин (1968) объясняет образование Байкальской впадины раздвижением земной коры при смещении Сибирской платформы к северу. Для правильной оценки таких смещений первостепенное значение имеет анализ расположения сдвигов, сведения о которых содержат многие работы. Сведения о правых сдвигах в Забайкалье, поперечных краю Сибирской платформы, приводят Т. В. Горожанкин и Т. Ф. Ерхов (1970).

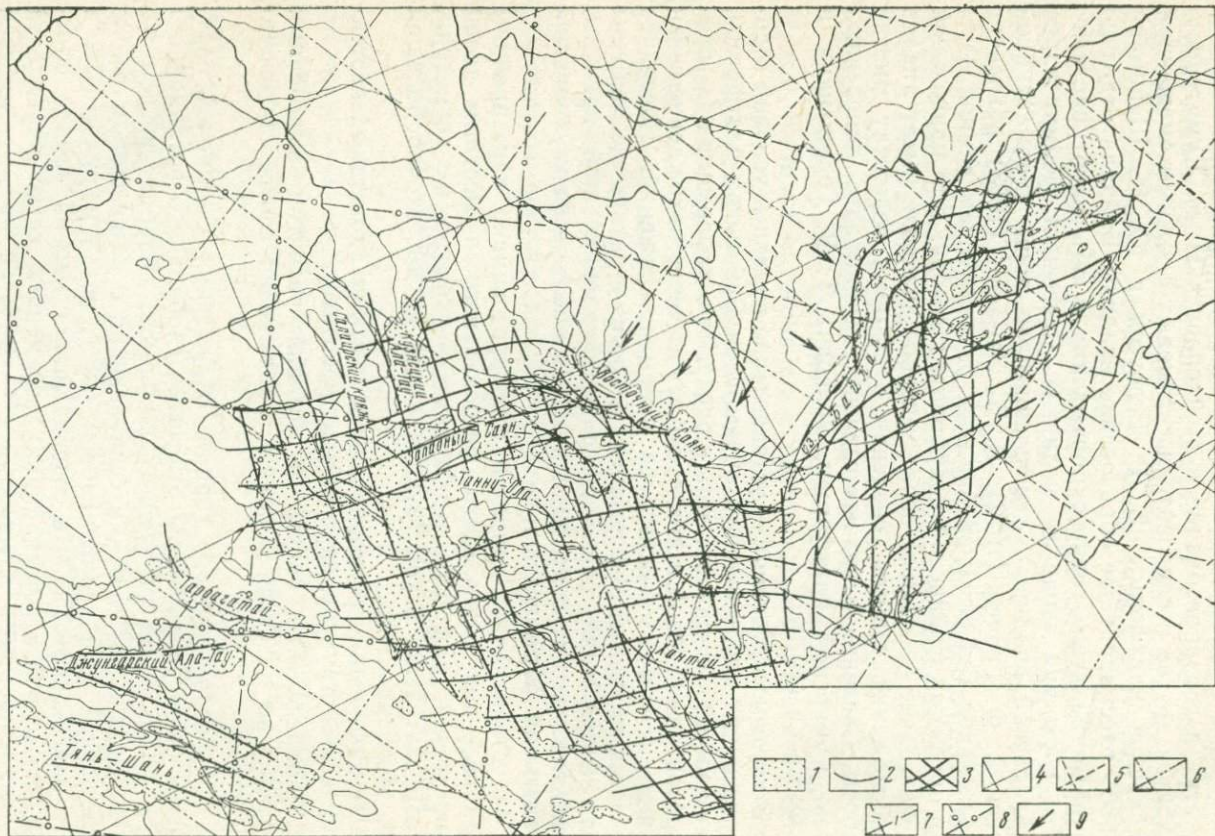
*Задача исследований* — установление причин и условий горообразования вдоль южного обрамления Сибирской платформы. Как известно из физики, путь к раскрытию деформации (а горообразование таковой и является) лежит через нахождение связи между нею и вызвавшим ее полем напряжений. Последнее является причиной деформации, и поэтому раскрытие природы поля напряжений равнозначно установлению этой причины. Исходя из этого наши задачи могут быть сформулированы следующим образом:

1) установление природы горообразования, как причины возникновения глобального, регионального и местных полей напряжений, для чего необходимо раскрытие их геометрии, а следовательно, реконструкция полей на достаточно большой для этого площади;

2) нахождение региональных и местных площадных неотектонических структур, определение их возраста;

3) определение связей и условий развития выделенных структур по их связи с полями напряжений соответствующего масштаба.

В пределах южного горного обрамления Сибирской платформы были установлены отпечатки глобального ротационного поля напряжений следующих возрастов: силурийский, он же позднеюрский ( $E^{6a}$ — $B^6$ ), и совпадающий с ним в данном районе миоценовый ( $C^4$ ), раннемеловой ( $B^{6a}$ ), позднемеловой ( $B^{6b}$  и  $B^{6c}$ ), палеоценовый ( $C^0$ ) и совпадающий с ним на западе плиоцен-четвертичный, отвечающий современной сетке параллелей и меридианов ( $C^5$ ). Отпечатки  $E^{6a}$ — $B^6$  и  $C^5$  развиты на всей территории южного горного обрамления Сибирской платформы. Отпечатки  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$  и  $B^{6c}$  развиты в пределах Забайкальской



горной области, а отпечаток  $C^0$  — главным образом в Алтае-Саянской горной области.

Отпечатки платформенного и региональных полей напряжений и площадные неотектонические структуры Алтае-Саянской области. В пределах этой области четко выделяются ортогональные системы линейных структурных элементов (более высокой кривизны, чем глобальные), состоящие из направлений, концентричных южной границе Сибирской платформы, ортогональных им, а также расположенных по отношению к ним под углами в  $45^\circ$  (рис. 26). Эти направления отвечают соответственно главным нормальным и максимальным касательным напряжениям того поля, которое обязано южному смещению Сибирской платформы и поэтому названо платформенным. Такая ориентировка поля напряжений подтверждается расположением в Туве вулканов вдоль направлений главных сжимающих напряжений поперечных краю Сибирской платформы (Гросвальд, 1965). Она подтверждается также левыми сдвигами вдоль направлений максимальных касательных напряжений, проходящих в Туве субширотно (Чудинов, 1959), и правыми сдвигами, проходящими субмеридионально по юго-восточному краю области (Горожанкин, Ерхов, 1970). Ту же ориентацию поля напряжений показывают данные о сдвигах в очагах землетрясений (Тресков, 1968).

Рассмотрение схемы новейшей структуры Алтая и Западной Тувы (рис. 27), составленной В. П. Семакиным (1969), неотектонической схемы Горного Алтая, составленной О. А. Раковец (1967), схемы новейшей структуры Алтае-Саянской области, составленной Ф. С. Моисеенко (1969), позволяет провести на них анализ рельефа доолигоценовой поверхности выравнивания. В результате на юге Алтая вдоль границы с Монголией можно четко выделить систему дугообразных, обращенных выпуклой стороной на юго-запад поднятий и впадин. Таковы концентрически расположенные Шапшальское поднятие (13) и Джулукульская впадина ( $B_6$ ), Курайское поднятие (12) и Чуйская впадина ( $B_5$ ), Листвяго-Укокское (10) и Катунско-Южно-Чуйское (9) поднятия и расположенные к юго-западу от них впадины. Для перечисленных поднятий и впадин характерны

Рис. 26. Схема отпечатков полей напряжений в южном горном обрамлении Сибирской платформы:

1 — горные поднятия; 2 — дугообразные горные хребты; 3 — отпечаток направлений максимальных касательных напряжений платформенного поля и отвечающие ему контуры региональных дугообразных площадных структур. Отпечатки глобального ротационного поля напряжений; 4 — силурийский, он же позднеюрский ( $E^{6a} - B^a$ ) и совпадающий с ним в данном районе миоценовый ( $C^1$ ); 5 — раннемеловой ( $B^{6a}$ ); 6 — позднемеловой ( $B^{6b}$ ); 7 — позднемеловой ( $E^{6c}$ ); 8 — палеоценовый ( $C^2$ ); 9 — направление давления краев Сибирской платформы на ее южное горное обрамление

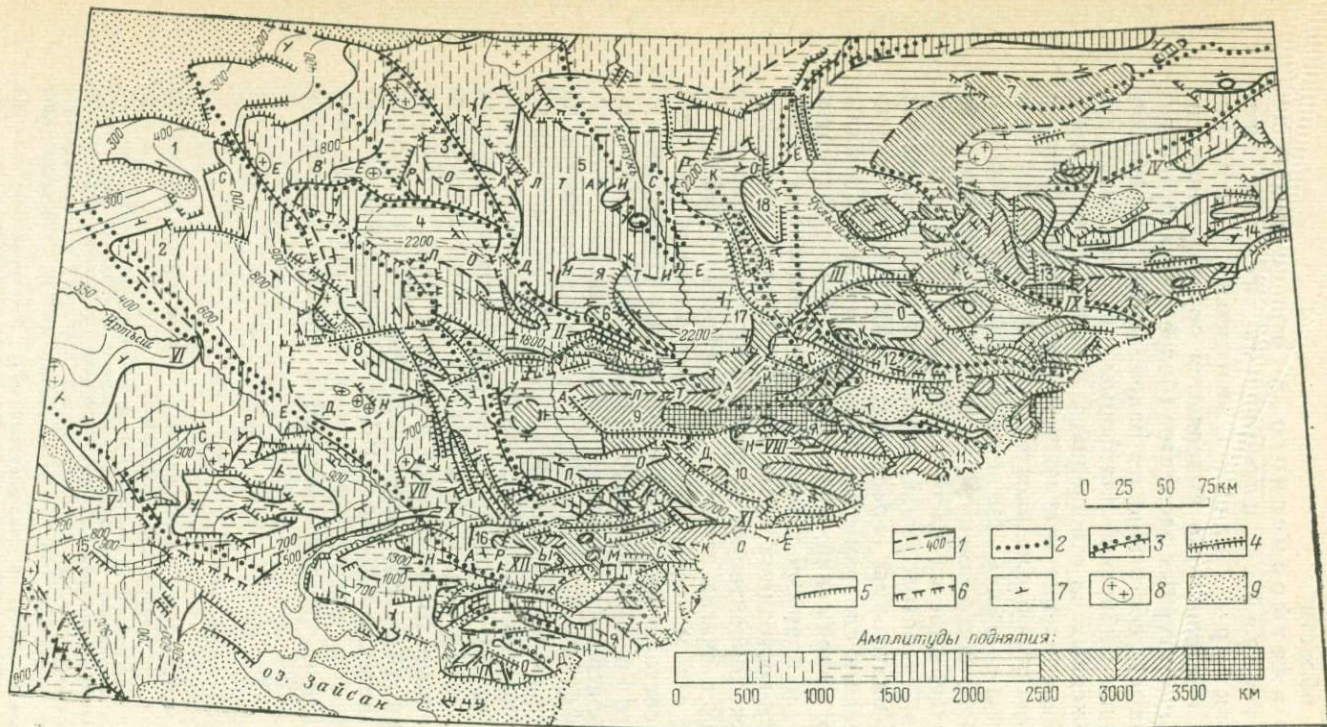


Рис. 27. Схема новейшей структуры Алтая и Западной Тувы (по В. П. Семакину с дополнениями автора):

1 — изогипсы доолигоценной денудационной поверхности выравнивания; 2 — глубинные и основные региональные разломы; 3 — омоложенные участки глубинных разломов; 4 — новейшие разломы, унаследованные от прочих палеозойских разломов; 5 — новейшие разломы; 6 — предполагаемые новейшие разломы; 7 — направление наклона поверхности выравнивания; 8 — тектонические и останцовые массивы; 9 — сложенные гранитами; 10 — впадины дугообразных региональных структур. *Поднятия*: 1 — Кольванское; 2 — Шемонаихинское; 3 — Банцелакское; 4 — Тигирецко-Коргонское; 5 — Чергинское; 6 — Теректинское; 7 — Западно-Саянское; 8 — Ивановское; 9 — Катунско-Южночуйское; 10 — Листвяго-Укокское; 11 — Сайлюгемское; 12 — Курайское; 13 — Шапшалское; 14 — Западно-Ганнуольское; 15 — Сягуз-Кокпектинское; 16 — Нарым-Тарбагатайское; 17 — Автулакское; 18 — Сумулытинское. *Прогибы*: I — Белодубинский; II — Коксу-Уймонский; III — Улаганский; IV — Тувинский; V — Чарский; VI — Иртышский; VII — Зырянский; VIII — Коксу-Жасатерский; IX — Джулукульский; X — Нарым-Бухтарминский; XI — Верхне-Бухтарминский; XII — Курчум-Верхнекаракабинский. *Впадины*: В<sub>1</sub> — Бийско-Барнаульская; В<sub>2</sub> — Лениногорская; В<sub>3</sub> — Уймонская; В<sub>4</sub> — Сайгоньшская; В<sub>5</sub> — Чуйская; В<sub>6</sub> — Джулукульская

их дугообразная, обращенная выпуклостью на юго-запад форма, пологие ( $10-15^\circ$ ) северо-восточные крылья и крутые юго-западные, часто осложненные взбросами и крутыми надвигами, по которым они надвинуты на смежные впадины. Примером может служить Акташский надвиг (падение  $35-40^\circ$ ), по которому палеозойские толщи Курайского поднятия надвинуты на плейстоценовые отложения Чуйской впадины (Девяткин, 1965). Аналогичное дугообразное очертание в плане имеет поднятие хр. Хантай, к юго-западу от которого располагается впадина. Дугообразное очертание имеют и многие другие более мелкие поднятия и впадины Алтая, но не всегда они оказываются надвинутыми на расположенные у их фронта впадины. Наблюдаются случаи, когда их выпуклая фронтальная часть полога ( $10-15^\circ$ ), а тыловая круто обрывается разломом. Это можно наблюдать на севере Зайсанской впадины, где прослеживается сложенная мел-палеогеновым комплексом цепочка антиклиналей, образующих дугу, обращенную выпуклой стороной на юго-запад. Как вся цепочка, так и составляющие ее отдельные антиклинали в плане имеют дугообразную форму. Длина их составляет 30 км, ширина 5—8 км, фронтальные (обращенные в сторону выпуклой части дуги) крылья пологи ( $10-15^\circ$ ), а тыловые — подняты и обрезаны крутыми разломами. Аналогичная цепочка дугообразных поднятий, обращенных на юго-запад, намечается в строении Восточного Саяна. Все перечисленные дугообразные поднятия можно рассматривать как обрамления площадных структур.

Внимательно прослеживая обрезанные разломами фрагменты поверхности выравнивания, имеющие одинаковые или плавно меняющиеся простирания или одинаковую высоту, можно оконтурить в пределах Алтая и другие дугообразные системы обрамления площадных структур. Две из них обращены выпуклой стороной на северо-восток — навстречу той, которая была описана выше. Две другие обращены на юг. Представителем площадных структур, обращенных на северо-восток, может служить та, южной границей которой служит Зайсанская впадина, а северной — Нарым-Бухтарминский прогиб (X). Южная тыловая часть этой структуры опущена и постепенно подымается к северо-востоку, где у ее фронта выделяется Нарым-Тарбогатайское поднятие (16). Поднятая северная часть этой площадной структуры отделена от Нарым-Бухтарминской впадины системой взбросов, продолжающихся далее на восток и юго-восток вдоль фронта дугообразной структуры. Признаки концентрических по отношению к ней простираний можно найти по всему Алтаю. Этой же системой простираний оконтуривается и более поднятая часть Алтайского горного сооружения. Все перечисленные признаки дают достаточное основание для выделения площадных дугообразных структур, обращенных выпуклой стороной на северо-восток.

Прослеживается и другая дугообразная концентрическая система обрамления площадных структур, обращенная выпуклой стороной на северо-восток. Она включает поднятия Западного Саяна и Танну-ола, которые на своем продолжении пересекаются с предыдущей системой.

На Северном Алтае выделяются еще две дугообразные системы обрамления площадных структур. Одна из них включает фронтальные части и юго-восточные фланги структур, обращенных на юго-запад, в том числе Ивановского (8) и Курайского (12) поднятий. Это выражается небольшим поднятием южных частей перечисленных структур. Другая система включает концентрически расположенные дугообразные поднятия и прогибы, обращенные выпуклой стороной на юг, в том числе Теректинское (6), Катунско-Южно-Чуйское (9) и Листвяго-Укокское (10) поднятия. С развитием этой системы дугообразных обрамлений связано перекрытие в четвертичное время северного выхода из Чуйской впадины и превращение ее в озеро, ныне спущенное. Все это свидетельствует о продолжающемся до настоящего времени развитии площадных структур, которые обращены выпуклой стороной на юго-запад или северо-восток, а также и о начавшемся в плиоцен-четвертичном этапе влиянии на них структурного плана, обращенного выпуклой стороной на юг.

Наложение перечисленных площадных структур на описанные выше отпечатки платформенного и регионального полей напряжений позволяет обнаружить некоторые закономерности в их пространственном расположении и ориентировке. Оказывается, что фланги структур, обращенных выпуклой стороной на юго-запад и северо-восток, описываются системой максимальных касательных напряжений платформенного поля, главные сжимающие напряжения которого ориентированы поперечно юго-западному краю Сибирской платформы. Обнаруживается также, что направления этих напряжений поперечны осложненным взбросами прямолинейным хребтам северо-западного простирания и проходят по сбросам. Эти прямолинейные хребты можно рассматривать как горное обрамление региональных линейных площадных структур, развивающихся под непосредственным воздействием сжимающих напряжений платформенного поля. Фланги региональных дугообразных площадных структур, обращенных выпуклой стороной на юг, описываются системой максимальных касательных напряжений, расположенных под углами  $45^\circ$  к субшироотно-субмеридиональной. Выше отмечалась ориентация площадных дугообразных структур вдоль направлений сжимающих напряжений, поперечных краю Сибирской платформы.

Перенося эту закономерность на рассматриваемую систему, мы можем считать ее субмеридиональные направления главными сжимающими. Плиоцен-четвертичный возраст системы и

описываемых ею дугообразных структур, перекрывающих в это время выход из Чуйской долины, свидетельствует об их пространственно-временном единстве. Сложнее обстоит дело с определением возраста структур северо-восточной и юго-западной ориентации. Известные данные о повсеместной деформации до-олигоценовой поверхности выравнивания на Алтае и о начале формирования неотектонических структур в это время (Девяткин, 1965) дают нам основание приписать структурам более ранним, чем плиоцен-четвертичные, олигоценовый возраст заложения. Свой структурный план они сохраняют до настоящего времени, но, начиная с плиоцен-четвертичного времени, в них сказывается влияние нового субмеридионального-субширотного плана.

Описанные дугообразные структуры на севере Алтая имеют вид расходящегося пучка, на что впервые обратил внимание В. С. Ерофеев (1969). Эти неотектонические структуры по многим своим чертам повторяют простирания палеозойских и более древних толщ и разломов. Однако повторение это происходит выборочно, как бы проявляются и обновляются лишь те древние направления, которые отвечают действующему неотектоническому полю напряжений, в соответствии с рисунком которого они объединяются и достраиваются.

Отпечатки платформенного и региональных полей напряжения и площадные неотектонические структуры Забайкалья. На этой территории прослеживается ортогональная система более высокой кривизны, чем глобальная. Ее направления параллельны юго-восточному краю Сибирской платформы, перпендикулярны ему, а также составляют с ним углы  $45^\circ$ . Это свидетельствует о их принадлежности к главным нормальным и максимальным касательным напряжениям. На это в удалении от Байкальской впадины указывают и сдвиги в очагах землетрясений (Тресков, 1968). Такая интерпретация поля напряжений, и в частности направлений максимальных касательных напряжений, подтверждается левыми сдвигами вдоль тех из них, которые ориентированы субмеридионально и расположены к югу от юго-западного окончания Байкальской впадины (Горожанкин, Ерхов, 1970). Вдоль разломов, поперечных этой впадине, по данным этих авторов наблюдаются сдвиги, преимущественно правые. Сама впадина, как известно, обрамлена сбросами, а данные о сдвиговых составляющих по ним противоречивы.

В Забайкалье можно выделить три системы региональных дугообразных площадных неотектонических структур, обращенных выпуклой стороной в направлении юго-восточного края Сибирской платформы. Эти структуры, судя по схеме Ф. С. Моисеенко (1969), отражаются и в рельефе подкорового слоя. Фланги их дугообразных обрамлений описываются системой максимальных касательных напряжений поля, чьи сжимающие

напряжения ориентированы поперечно юго-восточному краю Сибирской платформы. Это позволяет объяснить образование таких структур действием связанного с ними сжимающего поля напряжений.

Главные трудности возникают при попытках объяснить образование Байкальской впадины — региональной линейной площадной структуры, поперечно которой по геологическим и сейсмическим (Мишарина, 1964) данным действуют растягивающие напряжения. Однако господство сжатия, поперечного юго-восточному краю Сибирской платформы, не позволяет рассматривать образование Байкальской впадины как зоны раздвиг в духе представлений В. В. Ламакина (1968) о северо-западном смещении Сибирской платформы. Это представление встречает возражение и с точки зрения интерпретации геологических данных, в частности сомнительности молодого левого сдвига вдоль подножия Восточного Саяна (Флоренсов, 1968).

В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн (1968) связывали растяжение в рифтовой зоне с общим поднятием этой области, а А. Ф. Грачев (1972) рассматривал поднятие как результат образования вздутия, заполненного коромантийной смесью и возникшего в обстановке сжатия. Оправдались предположения, высказанные Н. В. Думитрашко (1952), о связи горообразования в южном обрамлении Сибирской платформы с южным смещением самой платформы.

Проведенная нами реконструкция материкового поля и региональных в пределах южного горного обрамления Сибирской платформы позволяет дать объяснение природы горообразования и рифтообразования в этой области. Южное смещение Сибирской платформы под действием полюсобежных ротационных сил приводит к тому, что по бортам Сибирской платформы под действием максимальных касательных напряжений ротационного поля возникают сопряженные сдвиги. Они сопровождаются дроблением коры, а на юго-восточной границе платформы — ее переплавлением и образованием рифтовой впадины. Сдвиг снимает действие максимальных касательных напряжений и поперечно его поверхности начинают действовать главные сжимающие напряжения материкового поля (подчиненного ротационному). Это приводит к горообразованию по бортам южного выступа Сибирской платформы, в том числе по краям возникшей ранее рифтовой впадины. Действие максимальных касательных напряжений глобального ротационного поля и главных нормальных напряжений материкового поля многократно чередуется, что в итоге приводит к горообразованию вдоль южного обрамления Сибирской платформы и развитию Байкальского рифта.

Под действием максимальных касательных напряжений материкового поля также происходят сдвиги, создающие контуры региональных структур, после чего поперечно их площадкам

возникают главные сжимающие напряжения регионального поля, что и определяет рисунок региональных структур Алтая и Забайкалья.

### Выводы

1. Горообразование вдоль южного края Сибирской платформы представляет собой дробление и смятие толщ у фронта смещающейся к югу Сибирской платформенной площадной структуры, что сопровождается образованием региональных площадных структур линейных и дугообразных, ориентированных поперечно флангам этой структуры — краям платформы. Сдвиги, параллельные краям платформы, приводят к дроблению земной коры и образованию Байкальской рифтовой впадины. Периодически они сменяются сжатием, поперечным краям платформы, и горообразованием.

2. Развитие региональных площадных структур, находящихся вдоль южного обрамления Сибирской платформы, происходит по этапам, отвечающим дроблению земной коры ротационным полем напряжений и образованию или обновлению их отпечатков.

### 3. ПОВЕДЕНИЕ НА ГЛУБИНЕ РАЗЛОМОВ, ОГРАНИЧИВАЮЩИХ ПЛОЩАДНЫЕ СТРУКТУРЫ \*

В последние годы усилился интерес к проблеме крупных разломов. Понимание природы этих разломов важно как для решения чисто прикладных задач геологии — поисков месторождений полезных ископаемых, так и для выяснения теоретических вопросов, связанных с проблемой деформации земной коры.

Известны отличающиеся своим пространственным расположением системы крупных и мелких разломов. Среди систем крупных разломов отмечаются следующие: а) поверхности разломов, пологие наверху, на глубине становятся крутыми (рис. 28, а); б) поверхности разломов, крутые наверху, на глубине становятся пологими (рис. 28, б); в) поверхности разломов многократно меняют угол своего падения, образуя комбинацию двух первых систем (рис. 28, в).

Среди систем мелких разломов выделяются: а) ориентированные поперечно слоистости и б) ориентированные под углом  $45^\circ$  к слоистости.

Пространственное положение крупных разломов, которые становятся крутыми на глубине, некоторые исследователи, сторонники ведущей роли вертикальных движений, объясняют тем, что эти разрывы первоначально, в момент своего возникновения,

\* Этот раздел написан при участии И. А. Кийко.

имели отвесное падение, а затем были искривлены и стали к поверхности более пологими за счет гравитационного оползания толщ с поднятых блоков. Подобное объяснение выполаживания крупных разрывов к поверхности дает В. В. Белоусов (1962). Трудно найти другое столь же логичное объяснение, если исходить из представлений о ведущей роли вертикальных движений, поскольку их прямым следствием может оказаться лишь образование вертикально ориентированных разрывов.

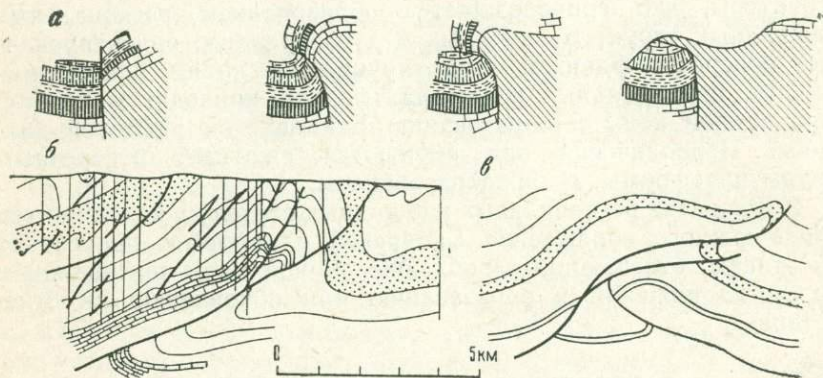


Рис. 28. Изменение с глубиной угла падения разрывного нарушения:  
 а — Юрские горы, по Л. Глянжо; б — антиклиналь Терне-Валли, по Линку;  
 в — антиклиналь Тэррэ, округ Колон, Венесуэла, по Л. де Ситтеру

Однако вызываемые блоковыми перемещениями наклоны оказываются часто столь незначительными, что заведомо не могут вызвать гравитационного оползания толщ, хотя выполаживание разрывов к поверхности отмечается. Это заставляет с осторожностью отнестись к подобной концепции развития разрывных нарушений.

Физическая природа разломов, которые выполаживаются на глубине, объясняется обычно действием сжатия, но какого-либо строгого объяснения при этом не проводится. Тем более остается неясной причина образования разломов с многократно меняющимся углом падения.

Лучше положение с объяснением мелких разрывов. Те из них, которые возникают поперечно слоистости, естественно связать с растяжением слоев (Гзовский, 1959). Подобные разрывы наблюдаются обычно на сводах диапировых куполов, где в результате поднятия действуют растягивающие силы. В условиях, когда в толще заведомо действуют продольные сжимающие силы, возникают разрывы размером до сотен метров, ориентированные под углом, близким к  $45^\circ$ , по отношению слоистости (силам сжатия). Такая ориентировка разрывов указывает, что

они отвечают направлениям максимальных касательных напряжений и являются тем самым разрывами скальвания.

Таким образом, оказывается, что известные теории прочности хорошо объясняют возникновение мелких разломов и, казалось бы, не в состоянии объяснить природу крупных. Это естественно, и причина здесь кроется в действии гравитационных сил. Эти силы не оказывают существенного влияния на характер поля напряжений в объектах небольших размеров (в десятки метров) и поэтому при расчете их прочности, в частности направления максимальных касательных напряжений, гравитационные силы можно не учитывать. Но с ростом размеров объектов влияние гравитационных сил на возникающее в них поле напряжений увеличивается и для установления пространственного расположения разломов в толще, испытывающей продольное сжатие, в самом общем случае необходимо учитывать также действие на нее гравитационных сил.

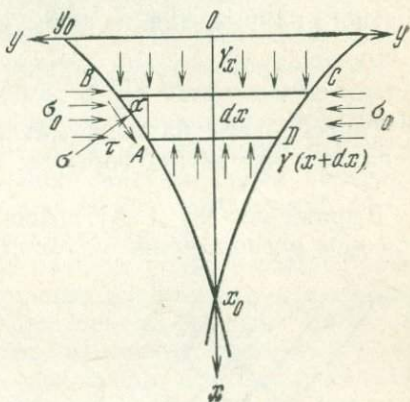


Рис. 29. Условие равновесия тела, испытывающего продольное сжатие

Рассмотрим условия равновесия находящегося в поле тяготения элемента блока  $ABCD$ , по торцам которого ( $AB$ ,  $CD$ ) действуют нормальные ( $\sigma$ ) и касательные ( $\tau$ ) напряжения.

Условия равновесия (рис. 29) записываются в виде

$$\gamma y(x) - \gamma(x+dx)y(x) + \tau dx - \sigma \operatorname{tg} \alpha dx = 0.$$

Принимая  $\operatorname{tg} \alpha = y'$ , преобразуем условия равновесия в следующее дифференциальное уравнение:

$$y' + \frac{\gamma}{\sigma} y - \frac{\tau}{\sigma} = 0. \quad (1)$$

Подставив сюда  $\sigma$  из связи  $\sigma = \sigma_0 - \tau \operatorname{tg} \alpha$ , получим

$$y'^2 - \frac{\sigma_0}{\tau} y' - \frac{\gamma}{\tau} y + 1 = 0. \quad (2)$$

Принимая из условия пластичности  $\sigma_0 = 2\tau$ , находим решение уравнения (2)

$$x + c = \frac{2\tau}{\gamma} \left[ 1 \pm \sqrt{\frac{y\gamma}{\tau}} - \ln \left| 1 \pm \sqrt{\frac{y\gamma}{\tau}} \right| \right].$$

Определив значение  $c$  из условия  $x=x_0$  при  $y=0$ , получим в окончательном виде

$$x = x_0 \pm 2 \sqrt{\frac{\tau y}{\gamma} - \frac{2\tau}{\gamma} \ln \left| 1 \pm \sqrt{\frac{\gamma y}{\tau}} \right|}. \quad (3)$$

Тангенс угла наклона касательной к этой кривой к вертикали, отвечающий тангенсу угла наклона максимального касательного напряжения, из формулы (3) равен

$$\operatorname{tg} \alpha = dy/dx = 1 \pm \sqrt{\gamma y / \tau}. \quad (4)$$

Тангенс угла наклона максимального касательного напряжения в точке  $x_0$  (из формулы (4) при  $y=0$ ) равен  $\operatorname{tg} \alpha = 1$  при  $x = x_0$ .

Выражения (3) и (4) позволяют характеризовать пространственное расположение максимальных касательных напряжений

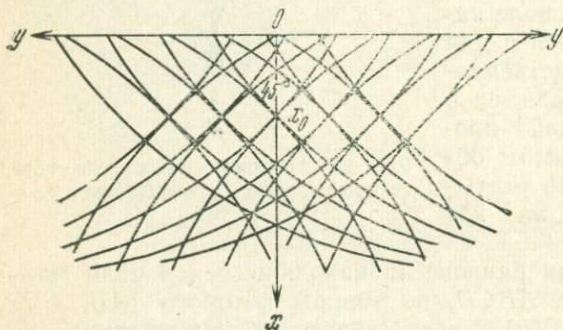


Рис. 30. Схема ориентировки максимальных касательных напряжений в толще пород, испытывающих продольное сжатие и действие силы тяжести

в среде, испытывающей продольное сжатие и находящейся в поле тяготения (рис. 30). Оказывается, что в точке  $x_0$  максимальные касательные напряжения ( $\tau_{\max}$ ) располагаются под углом  $\alpha = 45^\circ$ . Изменение угла выше и ниже этой точки различно и зависит от знака перед корнями в выражении (3). При знаке (—) выше точки  $x_0$  угол  $\alpha$  увеличивается, а ниже — уменьшается, стремясь к нулю. При знаке (+) выше точки  $x_0$  угол уменьшается, а ниже — увеличивается. Изменение угла в обоих случаях происходит тем более резко, чем выше удельный вес ( $\gamma$ ) и чем ниже предел текучести ( $\tau$ ) рассматриваемой породы, иначе говоря, чем она пластичнее и плотнее.

Расчеты не дают прямого указания на условия преобладающего развития той или иной системы максимальных касательных напряжений (разломов) и, следовательно, вероятности возникновения обеих систем одинаковы. Однако последующая деформация может привести и приводит к преимущественному развитию одной из указанных систем или их комбинации. Эти системы в разной степени могут служить поверхностями горизонтальных или вертикальных движений. Та из них, которая

объединяет разломы, крутые на глубине, более благоприятствует вертикальным перемещениям, чем система разломов, становящихся на глубине пологими. Для горизонтальных перемещений соотношение обратное. Поэтому следует допустить преимущественное развитие крутых на глубине разломов при преобладании вертикальных движений и преимущественное развитие пологих на глубине разломов при преобладании горизонтальных движений. Такая связь подтверждается пространственным расположением детально изученных крупных разломов (см. рис. 28).

Без учета удельного веса породы (поля тяготения) выражение (3) превращается в уравнение прямой, наклоненной к оси  $X$  под углом  $45^\circ$ , т. е. максимальные касательные напряжений оказываются повсеместно ориентированными под углом  $45^\circ$  к действующим силам сжатия. Так, мы приходим к известному частному случаю ориентировки максимальных касательных напряжений в теле, испытывающем сжатие, когда из-за его малых размеров силы тяжести не учитываются.

Тем самым приведенные здесь расчеты подтверждают правильность выделения мелких и крупных разломов по относительной роли силы тяжести в их образовании, причем основными признаками крупных разломов оказываются их размеры и изменение угла падения на глубину — отклонение от  $45^\circ$ . Применение этих же расчетов к анализу конкретного крупного разлома может помочь в установлении физических свойств горных пород, рассекаемых разломом, и в прогнозе его пространственного расположения на глубине. Подобный анализ поведения на глубине разломов вокруг интрузивных тел можно найти в работе Х. Коиде и С. Баттачарджи (Koide, Bhattacharji, 1975).

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ТРАЕКТОРИЙ ДВИЖЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО И ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСОВ

### 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТРАЕКТОРИИ ДВИЖЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОЛЮСА

Анализ пространственного расположения линейных структурных элементов земной коры (простирааний трещин и разломов, в том числе выраженных в рельефе, простирааний линейных магнитных аномалий) позволил обнаружить их системы взаимно перпендикулярных направлений, которые были отождествлены с отпечатками в земной коре полей напряжений разного масштаба: глобального, регионального и местного. Отпечатки глобального поля напряжений оказались состоящими из радиально расположенных дуг большого круга и системы дуг, концентричных полюсам, в которых сходятся радиальные дуги. Такой рисунок отпечатка поля напряжений свидетельствует о его ротационном происхождении, о том, что составляющие его направления являются направлениями главных нормальных напряжений.

Подобных отпечатков ротационного поля напряжений было обнаружено 29. Три из них оказались имеющими взаимно перпендикулярные оси:  $L$ ,  $M$ ,  $N$ . Координаты их северных (предположительно) полюсов:  $L_1$  —  $30^\circ$  в. д.,  $52^\circ$  с. ш.,  $M_1$  —  $115^\circ$  в. д.,  $5^\circ$  ю. ш.,  $N_1$  —  $156^\circ$  з. д.,  $37^\circ$  с. ш. (см. рис. 4). Взаимная перпендикулярность осей этих систем позволяет допустить, что лишь два отпечатка являются истинными, а один ложным, представляющим собой сумму двух других. Отпечатки с осями  $L$  и  $M$  хорошо выражены, в том числе в своих полярных областях. Отпечаток с осью  $N$  в своих полярных областях себя не проявляет и поэтому его можно считать ложным. Для пространственной привязки и индексации отпечатка на земной сфере выделены точки, находящиеся между осями  $L$ ,  $M$  и  $N$  в  $45^\circ$  от них:  $A$  и  $F$  — между  $L$  и  $M$ ,  $B$  и  $D$  — между  $M$  и  $N$ ,  $C$  и  $E$  — между  $L$  и  $N$ . Это позволяет точки полюса, например находящиеся вблизи  $B$ , именовать  $B^0$ ,  $B^1$ ,  $B^2$ ,  $B^3$  и т. д.

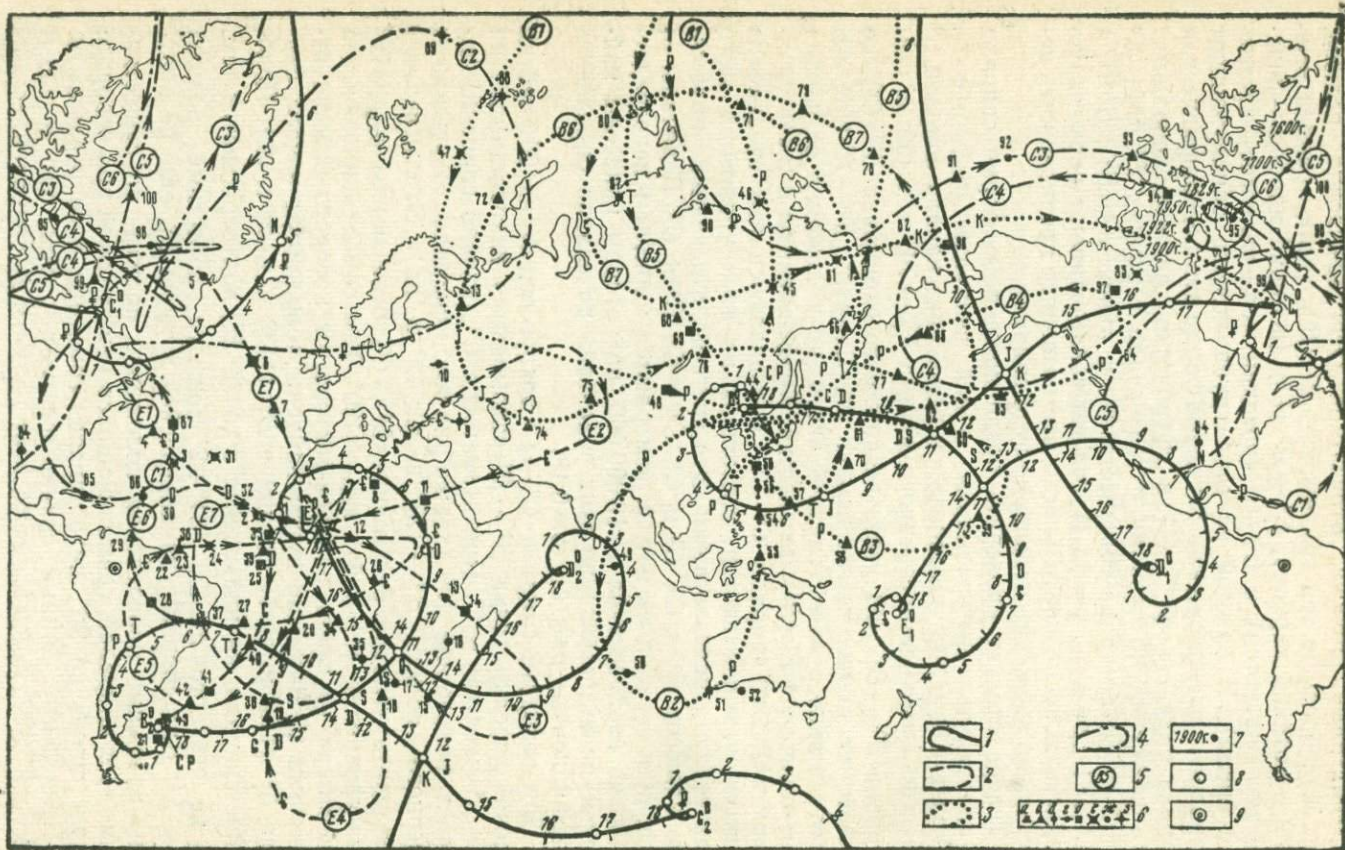
Возраст отпечатков  $L$  и  $M$  неизвестен, возраст всех остальных 26 отпечатков определен по связи с геологическими структурами известного возраста (см. табл. 1).

Найденные полюса отпечатков (географические полюса, рис. 31) образуют три группы:  $E^0—E^7$  ( $B^0$ ) (венд—ранний кембрий—поздний карбон),  $B^0—B^7$  ( $C^0$ ) (поздний карбон—поздний мел—палеоген) и  $C^0—C^5$  (поздний мел—палеоген—настоящее время). В каждой из этих групп полюса обнаруживают спиральное расположение. По своей форме это логарифмическая спираль вида  $\rho = r\varphi e^{k\varphi}$  (1) в сферической системе координат. При движении по спирали от ее начала в точках  $E^0$ ,  $B^0$  и  $C^0$  ( $\rho=0$ ,  $\varphi=0$ ) до конца соответственно в точках  $E^7$  ( $B^0$ ),  $B^7$  ( $C^0$ ) и  $C^7$  ( $D^0$ ) ( $\rho=\rho_{\max}$ ,  $\varphi=\varphi_{\max}$ ) полюса обнаруживают нормальную возрастную последовательность, что позволяет предположить непрерывное движение полюса по этой спирали.

Теперь следует проверить предположение о форме спирали и определить коэффициенты  $r$  и  $k$ , величины  $\rho_{\max}$  и  $\varphi_{\max}$ . Спираль  $C^0—C^5$  не закончена, но положение начала спирали  $C^0$  известно (положение северного полюса  $C^0—70^\circ$  з. д.,  $62^\circ$  с. ш.). Спираль  $B^0—B^7$  ( $C^0$ ) известна до своего окончания  $B^7$  ( $C^0$ ), но неизвестно положение ее начала  $B^0$ . Спираль  $E^0—E^7$  ( $B^0$ ) известна только в своей средней части, но положение ее начала  $E^0$  и окончания  $E^7$  ( $B^0$ ) неизвестно. Коэффициенты  $r$  и  $k$  в уравнении (1) для спирали  $C^0—C^5$  определяются как средние из решения четырех систем, состоящих из двух уравнений этого вида с двумя неизвестными. Это системы, отвечающие положению полюсов  $C^1$  и  $C^2$ ,  $C^2$  и  $C^3$ ,  $C^3$  и  $C^4$ ,  $C^4$  и  $C^5$ . Величины  $\rho_1$  и  $\varphi_1$ ,  $\rho_2$  и  $\varphi_2$ ,  $\rho_3$  и  $\varphi_3$  и т. д. измеряются циркулем непосредственно на глобусе м-ба 1:10 000 000, на котором нанесены найденные полюса. Решение этих уравнений позволило определить коэффициенты:  $r=0,05$ ,  $k=0,18$ .

При повороте спирали  $C^0—C^5$  вокруг оси  $N$  на  $90^\circ$  против часовой стрелки точки  $B^1—B^6$  оказываются находящимися на ней с точностью  $\pm 1^\circ$ . При этом точка  $C^0$  (начало спирали) занимает положение  $B^0$  (также начало спирали, координаты северного полюса  $B^0—127^\circ$  в. д.,  $42^\circ$  с. ш.). Это позволяет определить угловое расстояние  $B^0—C^0$ , отвечающее  $\rho_{\max}=75^\circ$  и из уравнения (1) найти  $\varphi_{\max}=420^\circ$ . Тем самым определяется ориентация на сфере радиуса-вектора, от которого ведется отсчет угла  $\varphi$ . Этим же путем найдены координаты начала спирали  $E^0_1$  ( $174^\circ$  в. д.,  $12^\circ$  ю. ш.) и  $D^0_1$  ( $113^\circ$  з. д.,  $2^\circ$  с. ш.). Положение спирали, начинающейся в точке  $E^0_1$ , подтверждается тем, что на нее с точностью  $\pm 1^\circ \div 2^\circ$  ложатся известные полюса  $E^1—E^4$ . Для спирали, начинающейся в точке  $D^0_1$ , еще не получены надежные определения положений полюса, но существование трех спиралей, совмещающихся между собой при повороте вокруг оси  $N$  на  $90^\circ$ , не оставляет сомнения в ее реальности.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в своей конечной части траектория состоит из четырех спиралей, совмещающихся друг с другом при повороте вокруг оси  $N$  на  $90^\circ$ .



Движение по ней можно представить в виде:  $D^0 - E^0 - B^0 - C^0$ , понимая под перечисленными точками начала соответствующих спиралей. При этом на участке  $B^0 - C^0$  она близка траектории, найденной по палеоклиматическим данным Н. М. Страховым (1960). За пределами этой части траектории находятся полюса отпечатков  $L$  и  $M$  ( $N$  мы принимаем за ось ложного отпечатка). Первичным отпечатком, вероятно, можно принять отпечаток с осью  $L$ , отличающийся тем, что им описывается наибольшее число (до 75%) всех известных структурных элементов и что в его составе широкое распространение имеют направления, расположенные к радиальным и концентрическим под углами в  $45^\circ$ .

Принимая, что траектория не меняет знака своей кривизны (северный полюс всегда движется против часовой стрелки), можно предположить, что от начала движения (отпечаток  $L$ ) до настоящего времени пройдено 8 или 9 спиральных отрезков траектории  $L_1 - M_1 - (D_1^0) - E_1^0 - B_1^0 - C_1^0 - D_1^0 - E_1^0 - B_1^0 - C_1^0$ . В скобки взяты менее вероятные участки траектории. Сделать выбор между этими вариантами можно, оценив время начала движения, исходя из независимых предпосылок и зная время движения по отрезкам (спиралям) траектории.

Подойти к решению этого вопроса можно, осуществив возрастную градуировку спиралей траектории. Для этого точки положений полюса (рис. 32) были изображены в координатах: ось абсцисс — градусы поворота спирали, ось ординат — изотопный, относительно начала спирали, возраст. Через эти точки, исходя из представлений о плавном изменении скорости движения полюса, были проведены три кривые, отвечающие трем установленным спиральям траектории — палеозойской, мезозойской и кайнозойской. Определив по этим кривым соотношение между возрастом полюса и его положением на спирали траектории (в углах поворота спирали) стало возможным провести возрастную градуировку спиралей.

Построение кривых позволило обнаружить, что полюса отпечатков ротационного поля напряжений отвечают значениям  $\varphi$ ,

Рис. 31. Траектории движения палеогеографических и палеомагнитных полюсов:

1 — траектория движения палеогеографического полюса; 2 — траектория движения палеомагнитного полюса, синхронная траектории движения палеогеографического полюса (его палеозойской спирали, начинающейся в точке  $E^0$ ); 3 — траектория движения палеомагнитного полюса, синхронная траектория движения палеогеографического полюса (его мезозойской спирали, начинающейся в т.  $B^0$ ); 4 — траектория движения палеомагнитного полюса, синхронная траектория движения палеогеографического полюса (его кайнозойской спирали, начинающейся в т.  $C^0$ ); 5 — индекс витка палеомагнитного полюса: буква — начальная точка соответствующей спирали траектории движения палеогеографического полюса, цифра — порядковый номер витка (от 1 до 7); 6 — положение палеомагнитного полюса, определенное по породам: а — Европы, б — Азии, в — Индии, г — Африки, д — Северной Америки, е — Южной Америки, ж — Австралии, з — Антарктиды (цифра отвечает порядковому номеру определения координат палеомагнитного полюса, который приведен в тексте); 7 — возраст (в годах) магнитного полюса, найденного на основе прямых магнитных измерений; 8 — возраст палеогеографического полюса, найденного на основе анализа линейных структурных элементов; 9 — полюс остаточного поля Бауэра

равным  $0^\circ, 60^\circ, 120^\circ, 180^\circ, 240^\circ, 300^\circ, 360^\circ, 375^\circ, 390^\circ, 405^\circ, 420^\circ$ . Это означает, что интервалы между отпечатками составляют  $60^\circ$ , а в промежутке между значениями  $\varphi$ , равными  $360$  и  $420^\circ$ , обнаруживаются также интервалы в  $15^\circ$ . Перечисленным значениям с интервалами в  $60^\circ$  присвоены номера от  $0$  до  $7$ , а с интервалами в  $15^\circ$  — номера  $a, b, c$ , сопутствующие номеру  $6$ ,

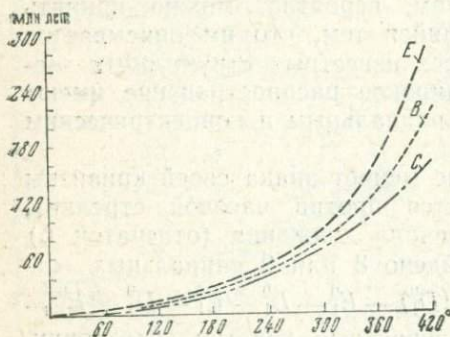


Рис. 32. Кривые длительности движения палеогеографического полюса по спиральным траекториям его траектории: *E* — палеозойская спираль; *B* — мезозойская спираль; *C* — кайнозойская спираль

после которого отмечаются эти интервалы. Буквенный индекс спирали траектории (*E* — палеозой, *B* — мезозой и *C* — кайнозой) и цифровое обозначение вверху справа составляет индекс отпечатка глобального ротационного поля напряжений.

Оказалось (см. рис. 32), что длительность этапа, отвечающего палеозойской спирали *E*, ограничена рубежами  $590$  млн. лет (граница венда — раннего кембрия) и  $285$  млн. лет (граница позднего карбона — ранней перми) и составляет  $305$  млн. лет, а средняя

скорость движения палеогеографического полюса равна  $6,1$  см/год. Рубежи мезозойского этапа, отвечающего спирали *B*, составляют:  $285$  млн. лет (граница позднего карбона — ранней перми) и  $65$  млн. лет (граница позднего мела — раннего палеогена), длительность —  $220$  млн. лет, средняя скорость движения палеогеографического полюса —  $8,4$  см/год. Рубежи последнего кайнозойского этапа, отвечающего еще не законченной спирали *C*, составляют  $65$  млн. лет (граница позднего мела — раннего палеогена) и  $1,7-0$  млн. лет (антропоген), длительность —  $65$  млн. лет (длительность всего этапа, отвечающего спирали,  $160$  млн. лет), средняя скорость движения палеогеографического полюса —  $12$  см/год. Если принять за начало мезозоя не границу перми и триаса, а границу карбона и перми, то три выделенных этапа, соответствующие спиральям *E, B, C*, действительно оказываются отвечающими палеозою, мезозою и кайнозою.

Если установленное по трем спиральям траектории изменение скорости движения палеогеографического полюса сохранялось в прошлом, а от начала его движения прошло около  $3-4$  млрд. лет, то всего насчитывается восемь спиралей и начинается девятая, а время движения по ним составило (в млн. лет):  $815, 730, 645, 560, 475, 390, 305, 220$  и  $160$ . По последней спирали полюс прошел лишь  $65$  млн. лет. Общая длительность движения полюса  $4205$  млн. лет (см. рис. 36).

## 2. НАХОЖДЕНИЕ ТРАЕКТОРИИ ДВИЖЕНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА

В настоящее время интерпретация палеомагнитных данных приобрела большое теоретическое значение в связи с тем влиянием, которое она оказывает как на представления о природе магнитного поля Земли, так и на тектонические гипотезы. Археомагнитные исследования показали, что магнитные полюса четвертичного времени движутся вокруг географических с амплитудой в  $10-20^\circ$  и совпадают с ними при своем статистическом усреднении (Стейси, 1972). Это дало основание считать магнитную ось практически совпадающей с географической, что явилось одним из фундаментальных положений динамо-теории магнитного поля Земли, связывающей его образование с кольцевыми токами, протекающими по границе ядра и оболочки и симметричными оси вращения Земли.

В последние годы палеомагнитными исследованиями обнаружены разбросы одновозрастных (или почти одновозрастных) палеомагнитных полюсов, найденных по породам одних и тех же или разных материков и достигающих по своей амплитуде  $90^\circ$ .

Статистическая обработка палеомагнитных данных может проводиться по двум различным схемам, зависящим от положенной в основу концепции движения палеомагнитных полюсов.

Если в основу взяты идеи относительного смещения материков (мобилизма), то при достаточном числе палеомагнитных определений целесообразно по каждому материка в отдельности находить эллипсы распространения палеомагнитных полюсов в пределах естественно выделяющихся (по геометрии распространения полюсов) возрастных групп. Господствующие в настоящее время идеи мобилизма определяют исключительное использование этой схемы статистического анализа. Однако, поскольку число определений положений полюса еще недостаточно велико, принято находить средние его положения по отдельным материкам для отдельных эпох (Петрова, Храмов, 1970; Сох, 1973 и др.).

Если в основу схемы статистического анализа взять идеи стабильного положения материков (фиксизма) и смещения палеомагнитных полюсов, в этом случае по всем материкам следует находить общие эллипсы распространения полюсов в пределах естественно выделяющихся (по геометрии распространения) возрастных групп. Эта схема анализа и была нами взята за основу.

Работа основана на анализе пространственного расположения палеомагнитных полюсов (Creer, 1970), ставящем своей целью: 1) нахождение закономерностей в расположении палеомагнитных полюсов, ограниченных возможно более узкими возрастными интервалами — периодами и, где это возможно, эпохами; 2) нахождение закономерностей в расположении областей

распространения палеомагнитных полюсов, отвечающих выделенным возрастным интервалам.

Нахождение закономерностей в расположении палеомагнитных полюсов одного возраста осуществлялось путем: а) установления центра тяжести площади их распространения и б) исследования отклонений групп полюсов от этого центра тяжести. Построения проводились на глобусе масштаба 1:10 000 000, поскольку карты для этих целей непригодны из-за искажений, связанных с особенностями проекций.

Оказалось, что палеомагнитные полюса образуют в своем распространении вытянутые овалы шириной в 20—40° и длиной в 55—90°. Наибольшее число палеомагнитных полюсов приходится на контуры этих овалов. Палеомагнитные полюса раннего кембрия, перми и палеогена образуют по 4 овала, а палеомагнитные полюса позднего кембрия, ордовика и силура, девона и карбона, а также триаса, юры и мела — по одному овалу. По своему пространственному положению — приуроченности к определенным площадям выделяются три группы овалов: венд/ранний кембрий — поздний карбон, ранняя пермь — поздний мел/палеоген, поздний мел/палеоген — настоящее время. В первой и второй группах находится по семь овалов, а в третьей (самой поздней) — только пять из семи.

Ниже приводится выборка палеомагнитных полюсов (по данным Крива и справочным данным «Палеомагнитные направления»), расположенных по контурам овалов их распределения в последовательности, отвечающей их возрасту. Материки, по породам которых даны определения положений палеомагнитного полюса, указаны буквами (см. знак 6 на рис. 31): а — Европа, б — Азия, в — Индия, г — Африка, д — Северная Америка, е — Южная Америка, ж — Австралия, з — Антарктида. Возраст обозначен индексом (знак 8 на рис. 31), порядковая цифра определений повторена на рис. 31.

Е: N1—15° W, 15° N(г); N2—22° W, 15° N(е); N3—50° W, 27° N(е);  
N4—54° W, 41° N(б); N5—40° W, 68° N(ж); N6—25° W, 54° N(е);  
N7—20° W, 46° N(а); N8—6° E, 23° N(д); N9—40° E, 40° N(з);  
N10—34° E, 53° N(б); N11—27° E, 22° N(д); N12—7° E, 8° N(а);  
N13—34° E, 9° S(ж); N14—39° E, 15° S(д); N15—26° E, 36° S(ж);  
N16—32° E, 28° S(в); N17—19° E, 34° S(ж); N18—13° E, 34° S(а);  
N19—23° W, 40° S(а); N20—15° W, 18° S(а); N21—55° W, 47° S(д);  
N22—16° E, 1° S(а); N23—47° W, 8° N(б); N24—40° W, 8° N(е);  
N25—22° W, 0°(д); N26—16° E, 1° S(а); N27—31° W, 16° S(а);  
N28—56° W, 10° S(д); N29—58° W, 10° N(а).

О: N30—53° W, 22° N(б); N31—37° W, 31° N(е); N32—27° W,  
21° N(а); N33—22° W, 9° N(е); N34—1° W, 16° S(а); N35—10° E,  
28° S(з).

С: N36—20° W, 40° S(а); N37—40° W, 16° N(б).

Д: N38—39° W, 10° N(а); N39—24° W, 4° N(б); N40—23° W,  
24° S(б).

З: N41—41° W, 37° S(д); N42—54° W, 37° S(а); N43—53° W,  
43° S(д).

**P:** N44—131° E, 45° N(a); N45—136° E, 65° N(e); N46—130° E, 74° N(e); N47—39° E, 78° N(e); N48—103° E, 47° N(д); N49—87° E, 0°(r); N50—89° E, 27° S(r); N51—115° E, 34° S(в); N52—128° E, 35° S(ж); N53—128° E, 3° N(a); N54—130° E, 19° N(a); N55—130° E, 21° N(в); N56—129° E, 32° N(д); N57—139° E, 19° N(a); N58—159° E, 10° N(a); N59—164° W, 16° N(a); N60—170° W, 40° N(a); N61—162° E, 40° N(a); N62—175° W, 45° N(a); N63—158° W, 48° N(a); N64—119° W, 53° N(a); N65—176° W, 59° N(a); N66—152° E, 60° N(a).

**T:** N67—86° E, 74° N(e); N68—101° E, 62° N(a); N69—107° E, 57° N(д); N70—162° E, 27° N(a).

**J:** N71—124° E, 82° N(a); N72—53° E, 73° N(a); N73—35° E, 62° N(a); N74—60° E, 38° N(a); N75—77° E, 49° N(a); N76—115° E, 54° N(a); N77—175° E, 51° N(a).

**K:** N78—165° E, 78° N(a); N79—145° E, 81° N(б); N80—85° E, 82° N(a); N81—153° E, 68° N(e); N82—177° E, 81° N(a); N83—112° W, 66° N(e).

**p:** N84—95° W, 32° N(в); N85—77° W, 23° N(в); N86—54° W,

**т**  
20° N(в); N87—49° W, 37° N(д); N88—51° E, 82° N(з); N89—34° E, 83° N(з); N90—115° E, 72° N(a); N91—170° W, 76° N(a); N92—153° W, 77° N(r); N93—114° W, 77° N(a); N94—104° W, 73° N(д); N95—84° W, 71° N(ж); N96—171° W, 68° N(д); N97—121° W, 66° N(д); N98—54° W, 70° N(ж).

**N:** N99—76° W, 64° N(б); N100—62° W, 73° N(б).

Из приведенной выборки видно, что разновозрастные палеомагнитные полюса, определенные по разным материкам, расположены так, что близкими часто оказываются установленные не по одному материка, а по разным. Вместе с тем отдельные возрастные группы палеомагнитных полюсов занимают вполне конкретные площади овальной (эллиптической) формы, характеризующиеся своими размерами и пространственной ориентацией длинных осей.

Расположение палеомагнитных полюсов по контурам овалов может рассматриваться как свидетельство того, что они отвечают виткам траектории движения палеомагнитного полюса. Для нахождения этой траектории необходимо определить взаимные переходы витков, а для этого следует найти пространственную взаимосвязь выделенных овалов. Осуществляя этот поиск, необходимо учитывать, что витки должны находиться в нормальной возрастной последовательности. Оказывается, что в такой последовательности они могут быть соединены семейством дуг, перпендикулярных длинным осям овалов. Осями мы называем дуги большого круга, соединяющие две наиболее удаленные точки, расположенные по контуру этого овала. Это семейство дуг оказывается совокупностью спиралей, которые, с одной стороны, ограничены точками пересечения длинных осей овалов, с другой — наиболее удаленными от них частями этих овалов. Такое пространственное расположение овалов — витков траектории палеомагнитного полюса позволяет считать его движение выражением периодического отбрасывания палеомагнитного полюса от палеогеографического в сторону вогнутой части спирали его траектории.

Спирали траектории палеогеографического полюса занимают в семействе спиралей, пересекающих овалы (витки) палеомагнитного полюса, крайние положения, проходя по окончаниям этих овалов. Такое расположение овалов (витков) палеомагнитного полюса по отношению к траектории палеогеографического полюса может быть объяснено как следствие периоди-

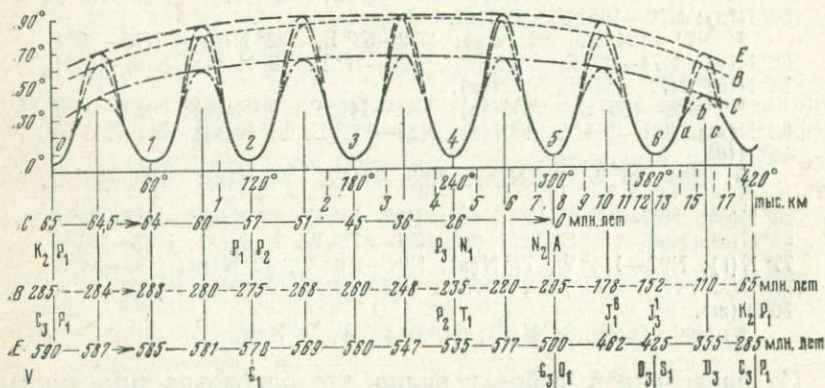


Рис. 33. График отклонений палеомагнитного полюса от спиралей траектории палеогеографического полюса (отклонения указаны в градусах по оси ординат):

*E* — отклонение от палеозойской спирали; *B* — отклонение от мезозойской спирали; *C* — отклонение от кайнозойской спирали; 0, 1, 2... — номер отпечатка глобального ротационного поля напряжений при движении палеогеографического полюса по соответствующей спирали его траектории (остальные объяснения в тексте)

ческого отклонения палеомагнитного полюса от палеогеографического при его движении по своей траектории, что видно на рис. 31. Синхронное этому отклонению палеомагнитного полюса изменение его скорости отмечали В. П. Апарин и В. С. Веденков (1976).

На рис. 33 показано периодическое, имеющее характер синусоиды, отклонение палеомагнитного полюса от палеогеографического с амплитудой от 5 до 90°, возрастающее от первого витка до четвертого и снова падающее к последнему седьмому витку. Видно также, что амплитуда отклонений уменьшается от предыдущего цикла (спирали палеогеографического полюса) к последнему (*E*, *B*, *C*). Периодичность отклонений палеомагнитного полюса от палеогеографического для трех рассмотренных циклов (спиралей) оказалась одинаковой — отвечающей 60°. Минимумы отклонений отвечают величинам угла спирали траектории, равным 0°, 60°, 120°, 180°, 240°, 300°, 360°, 420°, а максимумы (их семь) — промежуточным между ними значениям этого угла. Эта кривая может быть выражена уравне-

нием, в котором  $y$  равен амплитуде отброса магнитного полюса от географического в радианной мере

$$y = \left( \frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \sin \frac{3}{2} \varphi \right) \left( \frac{4}{9} \pi + \frac{\pi}{2} \sin \frac{3}{14} \varphi \right).$$

Средняя скорость движения палеомагнитного полюса в целом на протяжении цикла (спирали), судя по размерам витков и времени движения по ним, составляет около 50 см/год. На протяжении цикла, отвечающего движению по спирали палеогеографического полюса, скорость движения палеомагнитного полюса от витка к витку уменьшается от 160 см/год или даже больших значений (в самом начале цикла) до первых десятков см/год.

В пределах витка своей траектории скорость палеомагнитного полюса наибольшей величины достигает в средней части витка на наибольшем удалении от положения палеогеографического полюса.

Оказалось также, что известные для верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Материалы IX конференции..., 1973) периоды обращения магнитного поля ( $R$ -периоды) и сопутствующие им периоды неустойчивого магнитного поля ( $RN$ -периоды) отвечают моментам наибольшего и наименьшего расхождения палеомагнитного и палеогеографического полюсов. Частота их повторяемости падает от начала спирали траектории палеогеографического полюса к ее окончанию. Это позволяет распространить установленную закономерность и на более ранние этапы движения палеогеографических и палеомагнитных полюсов, в том числе на ранний палеозой, для которого периоды сближения и расхождения палеомагнитного и палеогеографического полюсов установлены достаточно надежно. Как для кайнозойской и мезозойской спиралей траектории палеогеографического полюса, для палеозойской спирали также отмечается уменьшение от начала спирали к ее окончанию частоты повторяемости  $R$ -периодов, что качественно хорошо подтверждается данными В. П. Родионова и Э. П. Осипова (Материалы IX конференции..., 1973).

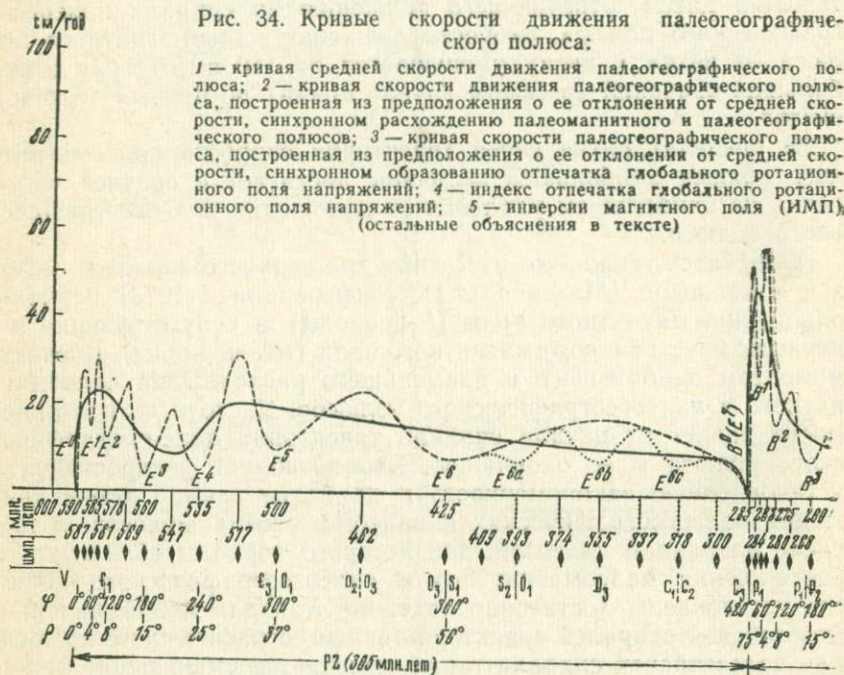
Кривые скорости движения палеогеографического полюса, изображенные на рис. 34, после соответствующей апробации могут служить геохронологической шкалой инверсий магнитного поля для фанерозоя. Нет принципиальных трудностей для распространения этой шкалы на более ранние этапы геологической истории.

### 3. ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ДВИЖЕНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЮСОВ

Описанные траектории движения палеогеографического и палеомагнитного полюсов имеют хорошо выраженные пространственные закономерности и связи, что указывает на существо-

вание единого механизма движения географических полюсов, генерации и движения магнитного поля и его полюсов.

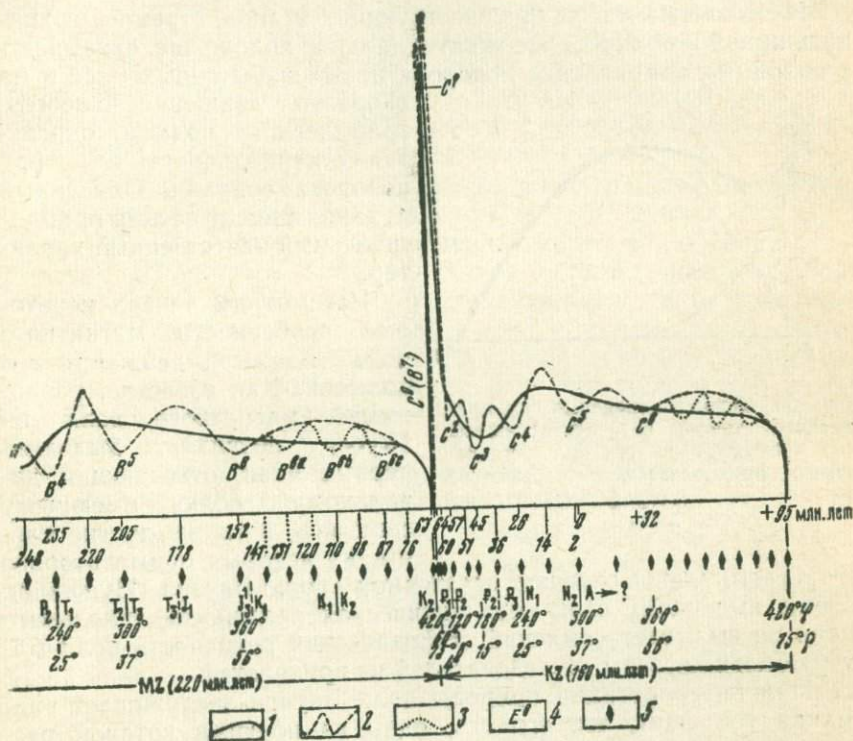
Географические полюса являются выходами на поверхность Земли оси ее вращения, а движение этой оси — это фактически смещение относительно оси тела Земли или ее внешней сферы — оболочки или корового слоя. Тесная связь движения географи-



ческого и магнитного полюсов указывает на то, что относительное смещение земных сфер происходит там, где генерируются токи, ответственные за магнитное поле Земли — по границе ядра и оболочки.

По поводу причины описанных движений оболочки и Земли в целом относительно оси ее вращения можно высказать следующую гипотезу. Под действием приливного трения происходит поворот оболочки вокруг ядра в сторону, противоположную вращению Земли. Это приводит к разогреванию и плавлению слоя на границе ядра и оболочки, наибольшему в экваториальном поясе, где линейные скорости их относительного вращения выше. Под действием градиента температур происходит отток расплавленного материала этого слоя в полярные области и образование там избыточных масс.

Следствием этого оказывается увеличение скорости вращения Земли, что в свою очередь ускоряет процесс. В результате растущие избыточные полярные массы могут достигнуть такой величины, что наибольшей осью инерции Земли окажется не ось ее вращения, а некая другая, находящаяся к ней под углом  $90^\circ$ , и ось вращения Земли начнет к ней смещаться. При



достижении осью вращения этого нового положения процесс повторяется.

Такое объяснение находит свое подтверждение в интерпретации кривой средней скорости движения палеогеографического полюса (см. рис. 34). Кривая на отрезках, отвечающих спиральям  $E, B, C$ , имеет два максимума ( $\rho = 0 \div 60^\circ$  и  $\rho = 240 \div 300^\circ$ ). Действительно, как следует из рис. 35, первый максимум можно связать с высокой скоростью поворота оболочки вокруг оси, близкой оси вращения Земли ( $\rho$  мало) под действием силы приливного торможения, равной

$$f_1 = a\rho^{-b}e^{-c\rho}.$$

Второй максимум отвечает возрастанию скорости смещения избыточной массы под действием центробежной силы, максимум

которой приходится на  $\rho = 45^\circ$ , но под действием первой силы оказывается смещенным к  $\rho = 20 \div 33^\circ$ . Центробежная сила может быть выражена уравнением

$$f_2 = A \sin 2\rho.$$

Избыточные массы предшествующих этапов, стремясь сохранить приобретенное ранее экваториальное положение, оказывают влияние на направление поворота новых избыточных масс и на

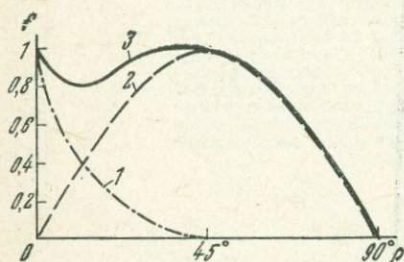


Рис. 35. Кривые изменения сил приливного трения (1), центробежных (2) и суммарных (3) сил с удалением предполагаемой избыточной массы от географического полюса

скорость движения палеогеографического полюса, определяя ее периодичность в  $60^\circ$  ( $\rho$ ) поворота спирали. Описанный механизм носит весьма приближенный качественный характер.

Рассмотрим теперь некоторые особенности магнитного поля Земли и движения его полюсов. Как известно, разложение магнитного поля по Гауссу позволяет выделить первый член, отвечающий дипольному полю, имеющему свою ось, а также другие члены, из которых сумма второго

и третьего членов отвечает остаточному полю Бауэра (Пудовкин, 1964), имеющему свою ось. Физическая реальность дипольного поля не вызывает сомнений, а физическая реальность поля Бауэра большинством исследователей не признается.

При интерпретации природы поля Бауэра заслуживает внимания тот факт, что его ось, один из полюсов которой располагается на севере Южной Америки (знак 9 на рис. 31), отвечает современной оси поворота оболочки. Она является осью суммарного вращения:

- 1) относительно оси, проходящей через избыточные массы;
- 2) относительно оси, перпендикулярной плоскости, проходящей через избыточные массы и географические полюса.

Если оси поля Бауэра придать смысл оси поворота оболочки, то геомагнитную ось по аналогии можно рассматривать второй осью вращения оболочки или, что удобнее при описании, осью вращения ядра. Она располагается вблизи географической, испытывая относительно ее сложное вращение, периодичность которого отвечает (Kawai, Hirooka, Tociada, 1967) 1500, 500 лет, а возможно также и меньшему их числу.

Изложенный подход позволяет считать магнитное поле Земли возникающим под действием токов, генерируемых при относительном вращении оболочки и ядра вокруг своих осей. При

вращении ядра вокруг его оси относительно оболочки по их границе может возникнуть система вращающихся масс, имеющих форму жгутов и ориентированных симметрично оси вращения ядра. Аналогичная система возникает за счет вращения оболочки вокруг ее оси относительно ядра. Современная ориентация геомагнитной оси свидетельствует, если исходить из изложенной картины движений, об отставании вращения оболочки относительно ядра вокруг оси вращения последнего. Угловое расстояние между магнитной осью и геомагнитной будет обратно пропорционально отношению угловых скоростей вращения оболочки вокруг ее осей: совпадающей с географической и экваториальной — совпадающей с осью поля Бауэра.

Периодам совпадения или близкого расположения магнитной и географической осей при  $\varphi$ , равных  $0^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $120^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $240^\circ$ ,  $300^\circ$ ,  $360^\circ$ ,  $420^\circ$ , отвечает уменьшение скорости движения географического полюса, что приводит к образованию в земной коре отпечатка ротационного поля напряжений, и возрастание роли геомагнитного поля в его сумме с полем Бауэра. Это является следствием уменьшения угловой скорости вращения оболочки вокруг неэкваториальной оси, отвечающей оси поля Бауэра. Вероятно, образованию отпечатков ротационного поля напряжений при  $\varphi$ , равных  $375^\circ$ ,  $390^\circ$ ,  $405^\circ$  также отвечает замедление скорости движения географического полюса и некоторое приближение магнитного полюса к географическому.

Периодам возрастающего расхождения магнитной и географической осей отвечает увеличение скорости движения географического полюса и возрастание роли поля Бауэра в его сумме с геомагнитным полем.

Это является следствием увеличения угловой скорости вращения оболочки вокруг ее экваториальной оси, отвечающей оси поля Бауэра.

Наблюдаемые при прямых измерениях петли траектории магнитного полюса с периодами времени в десятки лет по аналогии следует рассматривать как проявление периодического изменения угловой скорости вращения оболочки вокруг оси, отвечающей оси поля Бауэра, сопровождающегося периодическим изменением скорости движения географического полюса.

Современный магнитный полюс располагается вблизи геомагнитного (географического) на расстоянии  $20^\circ$  от него, чему отвечает замедленная угловая скорость вращения оболочки вокруг экваториальной оси, отвечающей оси поля Бауэра, что выражается малой скоростью движения географического полюса. Это и приводит к практическому единству палеогеографического полюса с палеомагнитными при их статистическом усреднении за четвертичное время, а также к образованию в земной коре отпечатка ротационного поля напряжений.

#### 4. КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ

Заслуга выделения областей и эпох (эр) складчатости принадлежит Э. де Бомону (Beaumont, 1829, 1830, 1852), Э. Зюссу (Suess, 1885), и М. Бертрану (Bertrand, 1897), а выделение фаз складчатости — Г. Штилле (1924). Большое научное значение имели поиски периодичности тектонического процесса, предпринятые Г. Штилле (1944) и С. Н. Бубновым (1960). Корреляция этого процесса с движением географического полюса открывает новые возможности раскрытия его природы.

Выше отмечалось соответствие времени движения географического полюса по трем последним спиральям его траектории палеозою, мезозою и кайнозою при условии перенесения границы палеозой — мезозой с перми — триаса на карбон — пермь. Длительность палеозоя составляет в этом случае 305 млн. лет, а мезозоя — 220 млн. лет. Длительность прошедшей части кайнозоя (палеоген — неоген — антропоген) составляет 65 млн. лет, а с учетом будущего движения полюса по оставшейся части спирали общую его длительность можно оценить в 160 млн. лет. Исходя из того, что длительность каждой более ранней геохронологической эры больше последующей на 85 млн. лет (различие в длительности палеозоя и мезозоя), можно установить длительность эр, предшествовавших палеозою. Оказывается, что она близка оценкам И. И. Салопа (1973), у которого мы заимствовали названия эр, предшествовавших палеозою, приняв небольшие изменения — разделив неопротозой на две самостоятельные эры: метапротозой и постпротозой (рис. 36). Было выделено от архея по кайнозой 9 геохронологических эр.

На рис. 36 длительность геохронологических эр показана цифрами абсолютного возраста в млн. лет, взятыми в скобку, и отрезками горизонтальных прямых, длина которых пропорциональна времени. На трех верхних отрезках, отвечающих палеозою, мезозою и кайнозою, отмечены границы геохронологических периодов и эпох. Оказалось, что некоторые из этих границ, также как и граница эр, можно соединить линиями, наклон которых будет плавно увеличиваться слева направо. Каждой линии отвечает в пределах эры фаза поднятия (складчатости), причем фазы поднятия глобального распространения, которые были бы приурочены к границам других периодов и эпох, не отмечено. Эти фазы поднятия разделяют каждую геохронологическую эру на восемь временных интервалов, отвечающих фазам погружения. Их продолжительность в одних случаях полностью отвечает периодам (силур), но чаще — лишь их частям (ранняя пермь, поздняя пермь, ранний и средний триас) или сумме частей разных периодов (поздний триас — ранняя и средняя юра). При постоянном уменьшении длительности геохронологических эр уменьшается длительность состав-

ляющих их фаз погружения, но соотношение их длительности в пределах эры остается постоянным. Различные по длительности фазы погружения совместно с разделяющими их фазами поднятия (складчатости) входят в состав различных тектонических

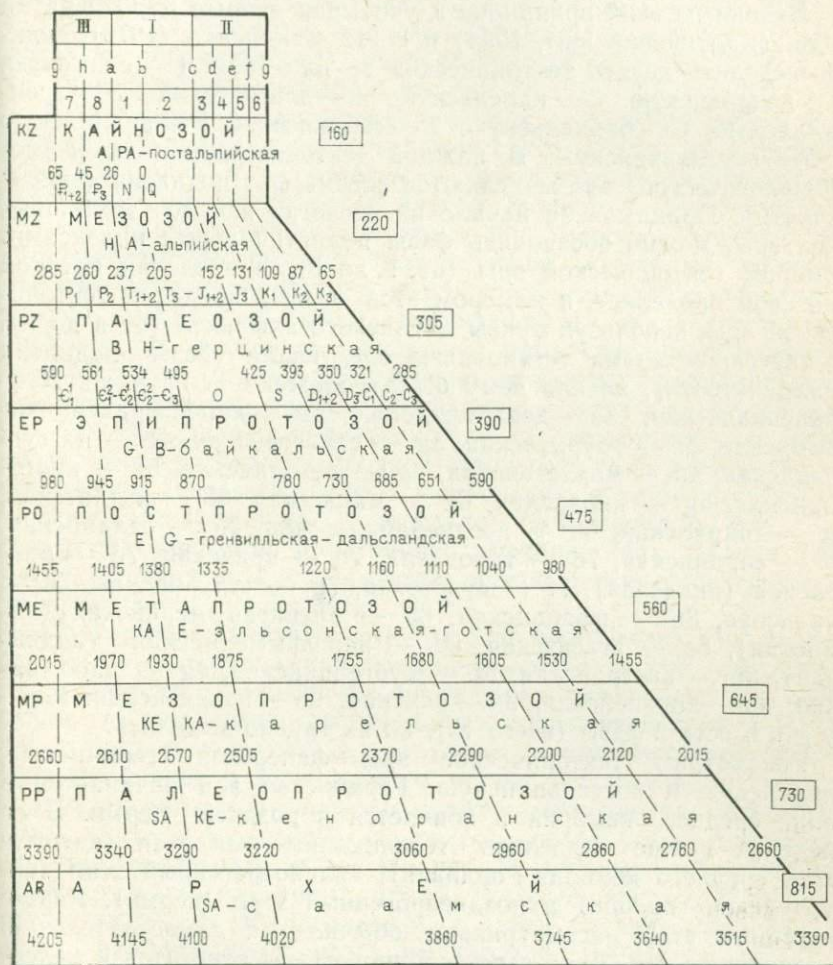


Рис. 36. Система геохронологических и тектонических подразделений

этапов. Выделяют три тектонических этапа: I — геосинклинальный, II — раннеорогенный и III — позднеорогенный, образующие совместно тектоническую эру. За ее начало принимается геосинклинальный этап, во время которого и образуется та линза осадков, которая позднее во время раннеорогенного и позднеорогенного этапов сминается в складки и воздымается. На протяже-

нии этих двух последних этапов имеют место фазы погружения и осадконакопления, но выраженные слабее, чем в геосинклинальном этапе. В то же время степень выраженности фаз поднятия (складчатости) и их частота выше.

Исходя из этих принципов и учитывая данные К. О. Кратца и др. (Балтийский щит, 1964) и Н. П. Семененко (1976), можно выделить девять тектонических эр или эпох: 1 — саамскую, 2 — кеноранскую, 3 — карельскую, 4 — эльсонскую, 5 — гренвилльскую, 6 — байкальскую, 7 — герцинскую, 8 — альпийскую и 9 — постальпийскую. В каждой тектонической (как и геохронологической) эре выделяются восемь фаз поднятия (складчатости). Принимая за начало их отсчета начало тектонической эры, можно обозначить фазы поднятия двумя индексами: номером тектонической эры (от 1 до 9), в пределах которой она себя проявляет, и номером этой фазы в пределах тектонической эры, используя буквы латинского алфавита (от a до h). В настоящее время установлены следующие фазы поднятия (складчатости), начало чему было положено Г. Штилле: 2d — трансваальская, 3c — докитилидская, 3d — кировоградско-житомирская, 3f — эбурнейская, 3g — саксаганская, 4c — нагсугтокидская, 4d — чарлстонская, 4g — кетилидская, 5f — кулгерианская, 5g — кибарская, 6a — миасская, 6f — катангская, 6g — гадринская, 6h — позднебайкальская, 7a — салаирская, 7b — сардинская, 7c — таконская, 7d — эрийская, 7e — бретонская (акадская), 7f — судетская, 7g — астурийская, 7h — заальская, 8a — пфальцкая, 8b — древнекиммерийская (лабинская), 8c — агасизская, 8d — новокиммерийская (андийская), 8e — австрийская, 8f — субгерцинская, 8g — ларамийская, 8h — пиренейская, 9a — савская, 9b — пасаденская. Между g и h есть 2 фазы (всего 10), но их трудно выделить.

Рассмотрим тектонические эры фанерозоя — герцинскую, альпийскую и постальпийскую. Герцинская эра начинается в конце среднего кембрия и кончается в поздней перми. В ее пределах можно выделить геосинклинальный этап (поздняя часть среднего кембрия + ордовик), раннеорогенный этап (силур — девон — карбон) и позднеорогенный этап (пермь). Раннеорогенный этап рассматривают обычно как самостоятельную каледонскую эру. Два этапа герцинской эры относятся к палеозою, а третий — позднеорогенный, охватывающий пермь, мы считаем принадлежащим мезозою согласно соответствию геохронологических эр длительности движения географического полюса по спирали его траектории.

Следующая тектоническая эра — альпийская — охватывает время от триаса до палеогена включительно. В ее пределах выделяются геосинклинальный этап (триас — средняя юра), раннеорогенный этап (поздняя юра — поздний мел) и позднеорогенный этап (палеоген). Раннеорогенный этап рассматривается обычно как самостоятельная эра тихоокеанской

(киммерийской) складчатости. Первые два этапа относятся к мезозою, а третий — к кайнозою, аналогично тому как это принято нами для герцинской эры. Граница палеогена и неогена служит также и границей альпийской и постальпийской тектонических эр, как об этом писал А. А. Богданов (1962). Четвертичное время относится к постальпийской эре и отвечает фазе поднятия (складчатости), разделяющей в пределах геосинклинального этапа две фазы погружения.

Изложенные представления находят свое объяснение при рассмотрении движения географического полюса по спиралью его траектории и по отдельным участкам этих спиралей, по которым полюс движется с разной скоростью. Учитывая, что размах спиралей составляет около  $100^\circ$ , можно объяснить геохронологические эры как биологические «циклы» эволюции растительного и животного мира, совпадающие по времени с полной сменой глобальной географической зональности при прохождении полюса от начала до конца спирали траектории. Эры состоят из периодов, примерно отвечающих тектоническим этапам, и делятся на эпохи, синхронные фазам погружения и разделенные фазами поднятия. Это свидетельствует о влиянии на характер и скорость биологической эволюции тектонической обстановки (через географическую среду), а также магнитных инверсий, приуроченных к серединам тектонических фаз. Тем самым находит свое объяснение замечание Мак Ларена (Mc Laren, 1970), о том, что имеются геохронологические границы, на которых что-то случается.

Сокращение длительности геохронологических эр можно связать с соответствующим увеличением скорости движения географического полюса. Величина этого положительного ускорения, сохраняющаяся постоянной на протяжении всего докембрия и палеозоя, в мезозое — кайнозое начинает падать, что свидетельствует о приближении времени нулевого, а затем и отрицательного ускорения — времени замедления движения полюса, что в дальнейшем приведет к возрастанию длительности геохронологических эр. На рис. 36 это выражено увеличением крутизны наклонных линий, которые, отвечая будущему времени, станут вертикальными, а затем изменят направление своего наклона, что придаст им характер семейства гипербол. Причина этого, вероятно, кроется в постепенном разогревании слоя по границе ядра и оболочки, которое в дальнейшем сменится его охлаждением, выражая собой старение Земли.

Сравнение графика длительности геохронологических и тектонических эр (см. рис. 36) с кривой скорости движения географического полюса (см. рис. 34) обнаруживает связь трех выделенных тектонических этапов (геосинклинального, раннеорогенного и позднеорогенного) со ступенями скорости изменения материками их широтного положения. Так, третьему (позднеорогенному) тектоническому этапу (начальная часть спира-

ли) отвечает большая кривизна спирали, которая даже при высокой начальной скорости движения полюса крайне ограничивает скорость изменения материками их широтного положения. Первому (геосинклинальному) тектоническому этапу (вторая часть спирали) отвечает повышенная скорость движения полюса и сравнительно малая кривизна спирали его движения, что в итоге приводит к высокой скорости изменения материками их широтного положения. Второму (раннеорогенному) тектоническому этапу (третья часть спирали) отвечает пониженная скорость движения полюса при малой кривизне спирали его движения, что в итоге приводит к малой скорости изменения материками их широтного положения. Отсюда вывод, что с уменьшением скорости изменения материками их широтного положения падает их «геосинклинальность» и возрастает «орогенность». Аналогичную связь со скоростью движения географического полюса обнаруживают тектонические фазы: большой скорости движения географического полюса отвечает фаза погружения, а малой скорости — фаза поднятия (складчатости). Последняя, как и минимумы скорости, повторяются каждые  $60^\circ$  поворота спирали траектории движения полюса.

Ключом для объяснения физического смысла связи тектонических этапов и фаз со скоростью движения географического полюса может послужить связь величины кориолисовых сил, действующих на материковые платформы, со скоростью изменения их широтного положения. На материки действуют центробежные (полюсобежные) силы, направленные в сторону экватора и зависящие от скорости вращения Земли. При постоянной скорости ее вращения эти силы постоянны, и они приводят к сближению и сжатию материковых платформ, максимальному в их краевых частях, что выражается складчатостью и горообразованием. Однако при увеличении скорости движения полюса начинают расти кориолисовые силы, приводящие к поворотам и сдвигам платформ, стимулирующим геосинклинальный процесс в их краевых частях. Таким образом, скорость движения географического полюса по спирали, ее кривизна в данном месте и частота остановок полюса определяют преобладание поступательных или вращательных движений платформ в их общем деформационном балансе — преобладание орогенных условий сжатия и поднятия (ранне- или позднеорогенный этап, фаза поднятия) или геосинклинальных условий сдвигов и погружения (геосинклинальный этап, фаза погружения) по границам платформ — в разделяющих их геосинклиналях, а также на всей площади взаимодействующих платформ, но уже в ослабленном виде.

Геосинклинальные условия сдвигов и погружения создаются по контурам материковых платформ при их поворотах под действием кориолисовых сил, если географический полюс достаточно быстро приближается к ним или удаляется от них.

В то же время по контурам материковых платформ, расстояние которых от движущихся полюсов не меняется, сохраняются условия поднятия и складчатости. При приближении к материковой платформе северного полюса она испытывает вращение по часовой стрелке, при его удалении — против часовой стрелки. Такое вращение Африки против часовой стрелки можно усмотреть на схеме материкового поля напряжений (см. рис. 14), реконструированного Н. Павони (Pavoni, 1966) для позднего палеогена — неогена, когда, судя по траектории северного полюса, он удалялся от Африки. В результате с каждой новой фазой, этапом и циклом (эрой) происходит структурная перестройка площадных материковых структур и индивидуальное их развитие в ритме этих фаз, этапов и циклов, что приводит в итоге к постоянному росту и упрочению материковой коры, увеличению площади материковых платформ.

### ВЫВОДЫ

1. Характер тектонического режима земной коры определяется типом взаимодействия ядер платформенных материковых структур — их сжатием или сдвигами. Сжатие и орогенный режим преобладают при медленном движении полюсов, когда величины кориолисовых сил, приводящих к поворотам структур, сравнительно малы. Сдвиги и геосинклинальный режим преобладают при быстром движении географических полюсов, когда величины кориолисовых сил оказываются достаточными для поворотов платформенных структур.

2. Девять геохронологических и девять тектонических эр выражают собой соответственно циклы эволюции биосферы и литосферы, связанные с движением географических полюсов по спиралью их траекторий, размах которых составляет около  $100^\circ$ . Длительность геохронологической эры отвечает длительности движения географического полюса по соответствующей спирали. Границы геохронологических и тектонических эр не совпадают, они смещены на один тектонический этап.

3. Геохронологические эры состоят из периодов и эпох, тектонические — из трех этапов (геосинклинального, ранне- и позднеорогенного), восьми фаз погружения и восьми фаз поднятия (складчатости). Тектонические этапы примерно соответствуют геохронологическим периодам и отвечают ступеням изменения кривизны спирали траектории и скорости движения по ней географического полюса. Степень орогенности тектонического этапа возрастает с увеличением кривизны спирали и уменьшением скорости движения полюса по ней. Фазы погружения соответствуют геохронологическим эпохам и отвечают длительным интервалам времени быстрого движения полюса, а фазы поднятия (складчатости) соответствуют границам геохронологических эпох и отвечают кратким интервалам времени медленного движения полюса.

---

## Глава V

### РАЗВИТИЕ ЛИНЕЙНЫХ И ПЛОЩАДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

#### 1. РАЗВИТИЕ ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУР

Линейные тектонические структуры — трещины и разломы — являются отпечатками в земной коре полей напряжений, в том числе глобального ротационного поля разной ориентации. Наличие в земной коре отпечатков ротационного поля напряжений разной ориентации указывает на смещение этого поля, на движение географических полюсов. Тем самым встает вопрос о том, какой из обнаруженных отпечатков первичен и какие появились позже.

Среди найденных отпечатков есть один с осью  $L$ , которым описывается наибольшее число (70%—80%) всех линейных элементов, в том числе наиболее древних. Кроме того, он отличается от других наличием в его составе наибольшего числа элементов, отвечающих направлениям максимальных касательных напряжений, расположенным под углами  $45^\circ$  к широтным и меридиональным.

Такая особенность отпечатка свидетельствует о более пластичных условиях разрушения земной коры при его образовании, чем при образовании других, в составе которых наибольшее содержание имеют линейные элементы, отвечающие направлениям главных нормальных напряжений. Эти условия большей пластичности материала при его разрушении могут быть следствием либо более высокой температуры горных пород земной коры, либо большей длительности самого процесса образования отпечатка, поскольку при большей длительности деформации материал ведет себя как более пластичный. Все это означает, что отпечаток ротационного поля напряжений с осью  $L$  является первичным. Несколько меньшее число линейных структурных элементов (60%) описывается отпечатком глобального ротационного поля с осью  $M$ .

Тот факт, что трещины, принадлежащие к первичному отпечатку глобального ротационного поля с осью  $L$ , пересекают даже самые молодые породы, требует своего объяснения. Причиной этого может быть проникновение трещин к поверхности из глубины, где они зафиксированы в древних породах. Проникновение трещин может происходить также со стороны долгоживущих зон разломов и подвижных поясов — Средиземноморского

и Тихоокеанского. Этому способствует деформация земной коры.

Отпечатки глобального ротационного поля напряжений с иным расположением оси, обладают той особенностью, что их отдельные направления совпадают с теми или иными направлениями отпечатка с осью  $L$ . Это означает, что образование отпечатков происходит там, где действующее глобальное ротационное поле направлениями своих главных нормальных или максимальных касательных напряжений совпадает с направлениями первичной линейной анизотропии прочностных свойств земной коры — направлениями отпечатка первичного ротационного поля с осью  $L$ .

Рассматривая геометрические связи отдельных отпечатков глобального поля, можно обнаружить совпадение направлений некоторых из них на больших площадях. Особенно это относится к системам, которые располагаются под углом  $90^\circ$  друг к другу. Так, в Восточной Азии совпадают силурийско-позднеюрская система  $E^{6a}$ — $B^6$  и пермская система  $B^4$ , на больших пространствах Евразии и Восточной Африки совпадают пермская система  $B^4$  и поздне меловая система  $B^{6b}$ , в Северо-Западной Африке и Западной Европе — карбоновая  $E^{6c}$  и палеогеновая  $C^2$ , причем в местах совпадений они совмещаются также с направлениями первичной системы с осью  $L$ . Таким образом, развитие новой системы происходит как оживление фрагментов изначальной системы с осью  $L$  на площади, где она совмещается с направлениями действующего глобального ротационного поля напряжений, причем если эта площадь достаточно велика. Условия ее последующего развития усложняются, поскольку начинают играть роль также и системы, ее достроившие, со своими законами симметрии. Этим объясняется не только дискретность развития систем во времени, но и различное развитие фрагментов одной системы по площади. Так, меловая система  $B^{6b}$  наибольшего развития достигает на тех площадях Евразии, где она совмещается не только с изначальной, что определяет вообще ее развитие, но и с пермской  $B^4$ . Все эти геометрические закономерности построения и усложнения осесимметричных систем требуют обобщения и создания общей геометрической теории.

Это становится необходимым как в целях чисто теоретических, так и для обнаружения более древних систем, сохранившихся лишь в виде небольших фрагментов.

Осесимметричные системы, обладающие характерной для каждой из них ориентировкой, являются отпечатками ротационного поля напряжений, и в таком виде они дают общий рисунок структурного плана эпохи дробления. Сам процесс «печата-ния» поля напряжений в земной коре — это и есть ее дробление. Структуры разного порядка, помимо общей ориентации, согласной глобальной системе, обладают направленностью, ха-

рактизирующей горизонтальное смещение масс — их деформацию. Существование структур лишь в местах, где глобальная система соответствующего возраста хорошо выражена, указывает на дробление, как на условие деформации и развития структур.

Обращает на себя внимание, что осесимметричные глобальные системы развиваются на поверхности материков неравномерно и неодинаково. Так, оказывается, что полярные области систем обычно плохо отпечатываются и сохраняются. В Южной Америке не сохранился отпечаток пермского поля (или его вовсе не было). В Африке весьма слабо прослеживается отпечаток байкальского поля. Отпечатки поздне мелового и палеоценового глобальных полей в полярных областях тех эпох — В Северо-Восточной Азии и на Аляске составляют исключение.

Обычно сохраняются отпечатки фрагментов систем, ограниченные параллелями  $\pm 45^\circ$ . Известно унаследование на больших пространствах более древних систем более молодыми, как, например, наследование элементов карбоновой системы  $E^{6c}$ , палеогеновый  $B^{6b}$  в Евразии и т. д.

Интересно раскрыть тенденцию развития глобальных систем, поскольку помимо наследования происходит и их развитие. Некоторые из этих тенденций проявляются достаточно отчетливо. Так, можно наблюдать, что поздне меловые направления  $B^{6b}$  в Африке, пермские  $B^4$  в Африке и в Европе, а также силурийско-позднеюрские  $E^{6a}$ — $B^6$  в Азии образуют единую систему, элементы которой согласны Тихоокеанскому поясу, т. е. параллельны или перпендикулярны ему.

Это свидетельствует о том, что развитие общей системы при смещении поля напряжений в значительной мере идет по пути раскрытия и усложнения не только первичной системы с осью  $L$ , но и системы с осью  $K$ , в пределах которой азиатская часть Тихоокеанского подвижного пояса занимает субширотное положение.

## 2. РАЗВИТИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ПЛОЩАДНЫХ СТРУКТУР В ФАНОРОЗОЕ

*Африка, Европа и Азия.* На границе силура и девона территории Африки, Европы и Азии охватывает каледонская тектоническая активизация, которой отвечает дробление и образование единого для этих материков отпечатка глобального ротационного поля напряжений  $E^{6a}$ — $B^6$ . Его реконструкция позволяет восстановить пространственное положение материков и развитых на них платформенных структур, используя критерий их ориентации в направлении экватора. Действительно, возникаю-

щие в это время каледонские горно-складчатые сооружения, проходящие по Северо-Западной Скандинавии, с одной стороны, и по северному Уралу — с другой, образуют совместно дугу, оконтуривающую Африканскую и Восточно-Европейскую платформы и ориентированную вдоль меридиана в направлении экватора — на северо-восток в современных координатах. Такое расположение горно-складчатых сооружений позволяет считать их обрамлением Африкано-Европейской площадной платформенной структуры каледонского этапа.

Горно-складчатые цепи Казахстана и Монголии, охватывающие с юго-запада Сибирскую платформу, можно считать обрамлением Азиатской платформенной структуры каледонского этапа, имеющей юго-западную ориентацию своего смещения — в современных координатах. Такое взаимное расположение и ориентация Африкано-Европейской и Азиатской площадных платформенных структур можно рассматривать как свидетельство их сближения при движении к экватору со стороны противоположных полушарий навстречу друг другу. Результатом этого сближения и оказываются складчатость и горообразование у их фронта, а на общем их фланге, где возможны сдвиги — в разделяющем их геосинклинальном поясе Урала и Западной Сибири — усиление дробления коры и магматических излияний.

После завершения каледонской складчатости в девоне, в связи со смещением экватора на запад Европы и Африки (о чем можно судить по их положению в глобальном ротационном поле напряжений более позднего среднекарбонового отпечатка  $E^{6c}$ ), Восточно-Европейская и Африканская платформы начали смещаться на запад (в современных координатах), стало несколько снижаться их взаимное сжатие и сжатие с Сибирской платформой. Этим были созданы условия, облегчающие поворот этих платформенных структур, сдвиги, дробление и геосинклинальное погружение по их границам, отвечающие началу герцинского тектонического этапа (Пронин, 1969). Причинами поворота структур могло быть действие на них кориолисовых сил, возникших при сравнительно быстром изменении этими структурами своего широтного положения за счет ускорения движения полюса. В начале среднего карбона при замедленном движении полюсов на территории Африки и Европы происходит новая вспышка дробления (отпечаток  $E^{6c}$ ), смещение масс к экватору усиливается и приводит к сжатию и складчатости на территории Западной Европы — у фронта смещающихся платформенных масс, образующих платформенную структуру этого времени. В ранней и поздней перми при замедлении скорости движения полюсов на больших пространствах Африки, Европы и Азии происходит дробление коры (отпечатки  $B^1$  и  $B^4$ ), поднятие и складчатость в обрамляющих подвижных поясах. В промежутках между этими этапами замедленного движения полю-

сов, сжатия и складчатости — в этапы его ускоренного движения на площадях Африканской, Восточно-Европейской и Сибирской структур и особенно в их подвижном обрамлении происходят сдвиги и дробление коры, сопровождаемые погружением. Особенно больших масштабов дробление коры достигает на площади Азиатской структуры, где оно выражается расколами и траповыми излияниями.

Смещение Сибирской платформы в сторону экватора и ее сближение с Восточно-Европейской платформой неизбежно вызывает в лежащей между ними геосинклинальной области Урала и Западной Сибири наступление условий возрастающего сжатия, горообразования и складчатости, завершающих герцинский этап развития. Восточно-Европейская и Сибирская платформы совместно с разделяющими их горно-складчатыми сооружениями Урала и Западной Сибири смещаются к экватору в сторону Западной Европы. Они образуют площадную платформенную структуру, обрамленную со стороны выступающего на запад (к экватору той эпохи) клина герцинидами Западной Европы и Малой Азии. Горообразование и складчатость по их границе с Африканской платформой указывают на роль последней в качестве упора движению, свидетельствуя о ее меньшем смещении в ту же сторону, вероятно, из-за меньшей раздробленности.

Дробление масс Африканской платформенной структуры ротационным полем напряжений при длительном его воздействии за счет замедленного движения полюсов (отпечаток  $B^5$ ) способствовало смещению этих масс под действием полюсобежных сил к экватору (в современных координатах на юго-запад), их сжатию и поднятию. В триасе — ранней юре быстрое (за счет ускоренного движения полюсов) изменение ориентации Африканской платформенной структуры приводит к отделению от нее Восточно-Европейской платформы и активизации геосинклинальных условий в разделяющем их Альпийско-Средиземноморском поясе, что знаменует собой начало альпийского тектонического этапа. Дальнейшее смещение экватора приводит его в конце средней юры в положение, существовавшее в силуре — в период завершающей каледонской складчатости, что сопровождается вспышкой общего дробления (отпечаток  $E^{6a}—B^6$ ). Это стимулирует восстановление каледонского структурного плана — объединение Африканской и Восточно-Европейской платформ в единую структуру за счет смятия и киммерийской складчатости в разделяющем их Альпийско-Средиземноморском геосинклинальном поясе. Некоторое поднятие можно ожидать и оно действительно происходило во фронтальной области этой объединенной площадной платформенной структуры — в Северо-Восточной Европе. Монолитность коры в областях Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии, явившаяся результатом предшествовавшего развития, в новом этапе препятство-

вала крупным деформациям и смещениям, несмотря на возобновление отпечатка  $E^{6a}-B^6$ .

Последовавшее смещение экватора существенно не меняло направление полюсобежных сил, действовавших на Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. Лишь временами, особенно в раннем и позднем мелу (отпечатки  $B^{6a}$ ,  $B^{6b}$ ), позднем палеоцене (отпечаток  $C^2$ ) и в плиоцен-четвертичное время (отпечаток  $C^5$ ) усиливалось их дробление действовавшим ротационным полем напряжений, облегчая тем самым смещение масс к экватору соответствующего возраста под действием полюсобежных сил. В промежутках между этими этапами замедленного движения полюсов и возникновения отпечатков  $B^6$ ,  $B^{6a}$  и  $B^{6b}$  — в начале раннего мела и в начале позднего мела в Альпийско-Средиземноморском поясе вспыхивало дробление коры и геосинклинальное погружение, распространявшееся в виде трансгрессий на соседние платформенные территории. Этим этапам активизации геосинклинальных процессов отвечают моменты сравнительно ускоренного движения полюсов и быстрого изменения широтного положения Африканской платформенной структуры за счет ее приближения к экватору со стороны южного полушария. Такое (относительно полюса) движение платформенной структуры должно было вызвать ее поворот по часовой стрелке под действием кориолисовых сил.

Северная Америка. Североамериканская платформа испытывает дробление в моменты замедленного движения полюсов — на границе ордовика и силура (отпечаток  $E^6$ ), а затем на границе силура и девона (отпечаток  $E^{6a}-B^6$ ), когда образует ядро площадной платформенной структуры, смещающейся своим выступом (Гренландией) в сторону Северной Атлантики, где по ее контуру образуются каледонские складчатые цепи, в том числе каледониды Аппалачей.

Последующий поворот глобального поля напряжений выводит его направления из совмещения с древними разломами и ухудшает условия дробления, из-за чего замедляется смещение масс к экватору, сжатие и поднятие фронтальной зоны. В позднем девоне (отпечаток  $E^{6b}$ ), а затем в ранней перми (отпечаток  $B^2$ ) и поздней перми (отпечаток  $B^4$ ) происходит новое совпадение направлений глобального ротационного поля напряжений с древней системой разломов, вызывая дробление и перестройку платформенной площадной структуры. Ее выступ, направленный в сторону нового положения экватора, обрамляют по флангам герцинские складчатые цепи Аппалачей и Уачиты, расположенные в плане под прямым углом. Образование этих, как и других, складчатых цепей можно объяснить торможением и сжатием масс, движущихся к новому положению экватора (в сторону Мексиканского залива) после того, как дробление сделало возможным такое смещение. Этот тектонический план сохраняется вплоть до начала юры (Штилле, 1942, Кинг, 1969),

когда в связи с переходом Аппалачей и Уачиты в противоположное полушарие направление горизонтального смещения разделяемых ими масс также меняется на противоположное. Быстрое движение географических полюсов в промежутках между отпечатками  $B^5$  и  $B^6$  создает эффект столь же быстрого смещения Североамериканской структуры в сторону северной полярной области, что приводит к ее повороту по часовой стрелке под действием кориолисовых сил и усилению в окружающих ее подвижных областях условий дробления и геосинклинального погружения.

В поздней юре положение полюсов ротационного поля напряжений оказывается близким силурийскому (каледонскому), из-за чего при замедленном движении полюсов становится возможным оживление каледонских направлений (отпечаток  $E^{6a}$ — $B^6$ ) и восстановление каледонской площадной платформенной структуры. Последующее смещение полюсов приводит к тому, что в раннем мелу (отпечаток  $B^{6b}$ ) направления глобального ротационного поля напряжений длительное время (в связи с замедлением скорости движения полюсов) совпадают с направлениями каледонских и герцинских ослабленных зон (разломов) в области Кордильер.

Это способствует их оживлению и смещению масс к экватору (на юго-восток в современных координатах), сжатию, складчатости и горообразованию. Последующее ускоренное движение полюсов быстро приближает Североамериканскую структуру к северной полярной области, что приводит к ее повороту по часовой стрелке под действием кориолисовых сил и активизации геосинклинального режима в обрамляющих подвижных областях.

Последующее движение полюсов вновь в позднем мелу приводит направления глобального ротационного поля напряжений к совмещению с направлениями древних разломов, что при замедленном движении полюсов вызывает дробление (отпечаток  $B^{6c}$ ), позволяющее массам смещаться под действием полюсобежных сил в направлении экватора — в сторону Мексиканского залива. Встречая упор со стороны консолидированных Аппалачей и незадолго до этого (в раннем мелу) поднявшихся Кордильер, смещающиеся массы образуют площадную платформенную структуру, обрамленную по флангам этими горными сооружениями, рост которых благодаря этому усиливается. Этот структурный план меняется в позднем эоцене (отпечаток  $C^3$ ), а затем на границе олигоцена и миоцена (отпечаток  $C^4$ ), когда один из полюсов ротационного поля напряжений приближается к Гренландии. Направленное в сторону экватора — к западному побережью материка — смещение масс встречает упор, что приводит к мощному поднятию Кордильер и образованию там региональных площадных структур, ориентированных в сторону материка. Горообразование той эпохи продолжается вплоть до

настоящего времени, когда Кордильеры становятся западным флангом площадной платформенной структуры, смещающейся к экватору — на юг в сторону Мексиканского залива, чему способствует новое дробление (отпечаток  $C^5$ ). Этапы замедления движения полюсов и образования отпечатков глобального ротационного поля напряжений перемежаются с этапами их ускоренного движения, чему отвечают повороты платформенной Североамериканской структуры, дробление и геосинклинальное погружение в обрамляющих ее подвижных областях, распространяющееся на платформенные площади в виде трансгрессий.

Южная Америка. Южноамериканская платформа благодаря длительному совпадению направлений древних разломов на ее территории с направлениями глобального ротационного поля напряжений при медленном движении полюсов на границе ордовика и силура испытывает дробление (отпечаток  $E^6$ ). Раздробленные массы под действием полюсобежных сил смещаются к экватору в направлении Карибского моря. Позднее в связи с быстрым движением полюсов они под действием кориолисовых сил испытывают поворот, что сопровождается сдвигами и дроблением коры, ее погружением в районах Амазонской впадины, впадин Параны и Мараньяо (Хаин, 1971). В позднем силуре при замедлении движения полюсов, дроблении масс глобальным ротационным полем и их смещении под действием полюсобежных сил к экватору — на северо-запад от Анд, в этой области создаются условия сжатия и там возникает каледонский горноскладчатый пояс, обрамляющий платформенную структуру того времени. От него поднятие распространяется на всю платформу, где в связи с этим наступает регрессия. В раннем девоне экватор удаляется от фронта этой структуры в направлении Карибского моря, сама структура в связи с ускоренным движением полюсов и изменением ее широтного положения под действием кориолисовых сил испытывает поворот, в связи с чем по ее границам возникают сдвиги, дробление и геосинклинальное погружение, распространяющееся в виде трансгрессии на платформенную часть этой структуры, что в целом характеризует начало герцинского тектонического этапа.

В позднем девоне — раннем карбоне при замедлении движения полюсов сжатие и консолидация масс во фронтальной части структуры (зона Карибского моря, Северные и Центральные Анды) усиливаются, что приводит к горообразованию и складчатости этой зоны. Сжатие от нее распространяется и в тыловые части структуры, вызывая их поднятие и регрессию. Ориентация глобального ротационного поля напряжений относительно Южноамериканской платформы сохраняется на протяжении от карбона почти до конца юры. Также сохраняются там в это время (с некоторыми перерывами) условия сжатия, которые в конце перми становятся весьма интенсивными. В Андах, про-

должающих выполнять роль контура площадной платформенной структуры, происходит складчатость и горообразование.

В поздней юре (отпечаток  $E^{6a}-B^6$ ) после некоторого сжатия и поднятия фронтальная часть площадной платформенной Южноамериканской структуры оказывается благодаря смещению полюсов в противоположном полушарии, что вызывает там поворот на  $180^\circ$  направления смещения масс, повороты самой структуры, сдвиги, дробление и погружение. Раскрываются разломы, давая доступ изливаниям плато-базальтов во впадинах Амазонки, Параны и Мараньяо. Волна погружения, распространяясь со стороны Анд, достигает в раннем мелу атлантического побережья Южной Америки, испытавшего до этого поднятие (отпечаток  $B^{6a}$ ), приводя к его опусканию и трансгрессии. Смещение полюсов вызывает по границе раннего и позднего мела новое совпадение системы древних разломов с направлениями глобального ротационного поля напряжений, что вызывает при замедлении движения полюсов дробление коры (отпечаток  $B^{6b}$ ). Раздробленные массы смещаются в сторону Бразильского нагорья, образуя ориентированные навстречу друг другу площадные платформенные структуры, западными флангами которых служат воздымающиеся Анды.

На границе палеоцена и эоцена (отпечаток  $C^2$ ) центр тяжести площади материка оказывается в северном полушарии, а в плиоцен-четвертичное время (отпечаток  $C^5$ ) — в южном. Смещением масс к экватору (на север) в рамках сформировавшейся площадной платформенной структуры при сжатии широтно ориентированными напряжениями материкового поля и можно объяснить современное положение горного пояса Анд, как ее западного фланга. Фронтальной зоне этой структуры отвечают островные дуги Карибского моря, обращенные выпуклой стороной на север.

Австралия. В пределах Австралийской платформы длительное совмещение систем древних разломов с направлениями действующего глобального ротационного поля напряжений наступает, в частности, на границе ордовика и силура, чему отвечает дробление (отпечаток  $E^6$ ), а на востоке, куда происходит смещение раздробленных масс, — складчатость и гранитный магматизм, завершающие каледонский этап (Браун, Кэмпбелл, Крук, 1970). На востоке эти условия дробления, складчатости и поднятия повторяются на границе силура и девона (отпечаток  $E^{6a}-B^6$ ). В карбоне глобальное ротационное поле напряжений оказывается ориентированным своими меридиональными направлениями вдоль современных меридиональных направлений и в этом же плане развивается слабая деформация. На границе карбона и перми вновь создаются условия длительного совпадения древней системы разломов с направлениями действующего глобального ротационного поля напряжений, чему отвечает дробление (отпечаток  $B^1$ ). Это благоприятствует смещению

масс к экватору — в сторону Тасмании и формированию площадной платформенной структуры, ориентированной к югу (в современных координатах). Действующее глобальное ротационное поле напряжений при дальнейшем изменении его ориентации не вызывает заметного дробления и эта обстановка сохраняется от триаса до мела.

В мелу материк в связи со смещением полюсов переходит из северного полушария в южное, и полюсобежные силы меняют свою ориентацию на противоположную, направленную в сторону Новой Гвинеи. Происходит перестройка возникшей ранее площадной платформенной структуры и с начала мела происходит поворот платформенных масс, сдвиги и дробление коры, что сопровождается погружением и вулканизмом. В позднем мелу усиливается дробление коры на всей площади материка (отпечаток  $B^{6c}$ ), усиливается смещение, по фронту которого создаются условия сжатия, горообразования и складчатости. Этот план движений сохраняется вплоть до настоящего времени при активизации движений на границе палеоцена и эоцена (отпечаток  $C^2$ ) и в плиоцен-четвертичное время (отпечаток  $C^5$ ), в результате чего создается современная Австралийская площадная платформенная структура, ориентированная выступом на северо-восток и восток.

Условия развития площадных платформенных структур. Рассмотрение морфологии площадных платформенных структур неотектонического этапа позволило установить, что они состоят из платформенных ядер и горно-складчатого обрамления и имеют подковообразную форму, будучи ориентированы в направлении экватора. Выражаясь точнее, они ориентированы от того полушария, где располагается большая часть их площади, в сторону противоположного полушария.

Центральнотихоокеанская площадная платформенная структура оказалась ориентированной в сторону полярной области. На этой основе был сделан предварительный вывод о формировании этих структур в процессе смещения раздробленных платформенных масс под действием полюсобежных сил: материковых — к экватору и океанических — к полюсам.

Рассмотрение фанерозойской истории материковых платформенных структур подтвердило эти выводы. Было установлено также, что дробление платформенных площадей, являющееся предпосылкой их смещения, происходит под действием ротационного поля напряжений при соблюдении двух условий: 1) совпадения на больших площадях направлений древних разломов (преимущественно отпечатка  $L$ ) с направлениями главных нормальных напряжений действующего ротационного поля; 2) длительного воздействия этого поля, которое, как было установлено, движется вместе с полюсами с переменной скоростью. Раздробленные материковые массы под действием полюсобежных

сил смещаются к экватору, а массы океанической коры — к полюсам.

Это объясняется тем, что полюсобежные силы ориентированы в сторону экватора, действуя на массы, находящиеся выше уровня поверхности, и ориентированы к полюсам, действуя на массы, находящиеся ниже уровня поверхности (Гутенберг, 1949).

Как материковые массы, так и массы океанической коры в процессе смещения объединяются в площадные структуры подковообразной формы, границы которых преимущественно проходят по направлениям максимальных касательных напряжений глобального ротационного поля, где и происходят наибольшее дробление, смещение, деформация, складчатость и горообразование. При быстрых движениях географических полюсов и поворотах платформенных структур на их границах происходят сдвиги и дробление коры. В зонах дробления возможно переплавление коры, которое сопровождается ее геосинклинальным погружением и, при высокой интенсивности дробления и смещения, магматическими излияниями, характерными для эвгеосинклинали. Погружение и вулканизм распространяются в глубь платформенной структуры, где погружение становится незначительным, а вулканизм приобретает трапповый характер. При медленных движениях географических полюсов темпы поворотов платформенных структур и их относительных сдвигов снижаются, затухает дробление по их границам. Вместе с тем усиливается дробление коры ротационным полем напряжений и смещения ее масс к экватору, что способствует значительному возрастанию смятия платформенных структур и переходу геосинклинального режима по их границам в орогенный. От границ в глубь платформенной структуры, где ранее возникли условия рассеянного дробления и погружения, распространяется волна сжатия и поднятия. Равновесие смещающихся к экватору платформенных масс всякий раз нарушается, происходят сдвиги и дробление из-за перемены пространственного положения самого экватора. При его удалении от фронта потока (площадной платформенной структуры) массы, находящиеся перед этим фронтом, и преграждающие путь потоки начинают смещаться к экватору. Благодаря этому перед фронтом на некоторое время создаются условия дробления и геосинклинального погружения, распространяющегося в ослабленном виде (в виде трансгрессии) далее в глубь платформы. Такие условия, на наш взгляд, возникают, например, в начале герцинского цикла на Урале и Западной Сибири. Ликвидация преграды на пути смещения раздробленных масс открывает путь для такого смещения. Начавшись, оно снова создает у своего фронта затор, вызывающий сжатие, горообразование и складчатость, причем сжатие и поднятие, как волна, от области горообразования распространяется по платформе, вызывая регрессию.

## Выводы

1. При смещении раздробленных масс земной коры под действием полюсобежных сил они объединяются в платформенные структуры (материковые и океанические), имеющие в плане подковообразные очертания и обрамленные с фронта и по флангам подвижными зонами, находящимися в орогенном состоянии.

2. В зонах обрамления платформенных структур при их относительных сдвигах дробление коры может сопровождаться ее переплавлением и погружением с образованием мио- и эвгеосинклиналей.

3. По мере уменьшения сдвиговой составляющей деформации, уменьшения ее темпов и упрочения коры в зоне обрамления площадной платформенной структуры, меняется ее поведение в этой деформации. Переплавление, утоньшение и погружение коры сменяются ее смятием, утолщением и поднятием. Это наблюдается как в процессе формирования площадной платформенной структуры и ее обрамления, так и в более широком историко-геологическом аспекте и выражается увеличением размеров площадных платформенных структур — объединением мелких в более крупные. В результате подвижные зоны обрамления прежних платформенных структур оказываются входящими в новые как части их платформенных ядер. Происходит тем самым давно отмеченное явление — преобразование геосинклинали в платформу, выражающее собой общее упрочение материковой коры за счет роста ее мощности.

### 3. РАЗВИТИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕСТНЫХ ПЛОЩАДНЫХ СТРУКТУР

Региональные структуры. Горно-складчатый пояс, оконтуривающий со стороны фронта ее смещения площадную платформенную структуру, развит обычно не сплошной лентой, а спорадически, и имеет как области расширения, где наблюдается интенсивное горообразование и складчатость, так и области сужения, где горообразование и складчатость ослабевают или даже фактически отсутствуют. В пределах этого пояса, а в ослабленном виде также и внутри платформ развиваются региональные и местные структуры, описанные В. Д. Наливкиным (1962) и Ю. А. Косыгиным (1969).

Примерами областей интенсивного горообразования и складчатости, развитыми по контуру платформенной структуры, могут служить Кавказ и Алтай. Локализация этих областей определяется наличием жестких глыб, движущихся под действием полюсобежных сил к экватору совместно с массами платформенной структуры, но обособленно и с меньшей скоростью. Под

действием разности скоростей движения основного потока и этих глыб вдоль границ последних создаются региональные условия сжатия, распространяющиеся в глубь платформенной структуры. Возникает региональное поле напряжений, приводящее к формированию региональных структур. В результате растут напряжения и деформации как по контуру этой структуры, так и в пересекающей ее части контура всей платформенной структуры, т. е. как по направлениям максимальных касательных платформенного поля, так и поперечно его главным сжимающим напряжениям.

На Кавказе взаимодействие Восточно-Европейской платформы с Аравийской плитой приводит к двум следствиям: 1) образованию региональной структуры, околонтуренной дугой Малого Кавказа, и 2) усилению деформации вдоль соответствующего участка контура платформенной структуры, отвечающего большому Кавказу, его поднятию и складчатости.

Южное смещение Сибирской платформы развивает наибольшее давление вдоль ее южного выступа, где отдельные жесткие глыбы становятся ядрами такого давления — сопротивления общему смещению и одновременно ядрами соответствующих региональных площадных структур. Наибольшие напряжения, деформации и горообразование наблюдаются в пределах этих региональных структур — по их контурам, а также по проходящему в их пределах контуру площадной платформенной структуры.

Интенсивное давление, деформация и горообразование развиваются также по восточному флангу Сибирской платформы и западному флангу Североамериканской, отвечающим Тихоокеанскому подвижному поясу. Крупные региональные структуры, развитые на западном фланге Североамериканской платформенной структуры, ориентированы поперечно этому флангу в глубь структуры — в направлении, противоположном ее генеральному смещению. Иную ориентацию имеют развитые столь же интенсивно региональные структуры на восточном фланге Сибирской (Азиатской) платформенной структуры. Околонтуренные по своему фронту и флангам островными дугами, они ориентируются не в направлении Азиатской платформенной структуры, а в направлении примыкающей к ней Центральнотихоокеанской.

Срединноокеанические хребты, служащие зонами взаимодействия площадных платформенных структур, являются одновременно крупнейшими концентраторами напряжений, определяющими геометрию симметричных им полей напряжений и отвечающих им тектонических структур и линейных магнитных аномалий. Длительное воздействие этих полей напряжений на соседние материки должно привести и действительно приводит, в случае Южной Америки и Африки, к формированию подобия тектонических структур и береговых линий, симметричных сре-

динноокеаническому хребту. Это может быть результатом взаимодействия площадных платформенных структур через вызванные ими поля напряжений.

Аналогичные взаимодействия, вероятно, имеют место и между региональными площадными структурами. В Средиземноморском подвижном поясе и в Тихоокеанском можно наблюдать взаимное наложение региональных площадных структур и отвечающих им полей напряжений. Отдельные структуры описываются контурами двух таких структур. В этом сказывается именно наложение структур — их совместное, но разновременное существование — чередование движений и деформаций, отвечающих одной из двух смежных региональных структур.

В случае одновременности движений региональных структур контуры структур, находящихся в зоне их взаимодействия, описывались бы некоей третьей региональной структурой, чьи контуры были бы геометрической суммой первых двух.

Разломы, оконтуривающие региональные структуры, сами оказываются в роли концентраторов напряжений — источников симметричных им полей напряжений, которые запечатлеваются в земной коре симметричными системами подчиненных им разломов и трещин.

Сопряженные сдвиги, происходящие под действием максимальных касательных напряжений платформенного поля, образуют контур региональной площадной структуры. Сдвиги снимают эти напряжения, и поперечно площадкам, вдоль которых они действовали, начинают действовать главные сжимающие напряжения регионального поля, приводящие к поднятию и складчатости толщ. При больших сдвигах и дроблении коры активизируются глубинные магматические процессы, что приводит к образованию рифтовых впадин, подобных восточноафриканским. Региональное сжатие, сменяющее сдвиги, способствует горообразованию по их контурам. Аналогичная картина сдвигов, вызванных полюсобежными силами, сменяемыми сжатием под действием напряжений платформенного поля, приводит к образованию Байкальской впадины. Подобна природа сдвига Сан-Андреас, хотя там дробление коры и не привело к возникновению рифтовой впадины.

Таким образом, открывается возможность рассмотрения природы площадных региональных структур как следствия сжатия и деформации коры под тормозящим действием жестких включений, находящихся по контуру платформенной структуры, смещающейся вдоль меридиана. Это смещение сопровождается волнообразными изгибами коры, отмеченными А. Грэбо (Grabau, 1924) как миграция прогибов и описанными на примере Кавказа В. В. Белоусовым (1938—1940), М. В. Муратовым (1949), В. Е. Хаиным (1950), Е. Е. Милановским (1963) и

В. Е. Хаиным (1963). Дискретность расстояний между соседними волнами может быть объяснена зависимостью длины изгибающей волны от мощности коры и основных слагающих ее слоев (осадочный, гранитный, базальтовый), имеющих выдержанный по площади характер, а также зависимостью расстояний между разломами от той же мощности.

Местные площадные структуры развиваются по контуру региональных, причем развиваются спорадически и между ними наблюдаются интервалы. Четко выделяются контуры дугообразных местных площадных структур, представленных дугообразными в плане антиклиналями, имеющими длину от единиц до первых десятков километров. В них можно выделить выпуклую в плане фронтальную часть, фланги, а также можно установить положение оси, отвечающей биссектрисе угла между флангами. В областях горообразования эти структуры выделяются как моноклинали, полого, под углом  $10-15^\circ$ , падающие в сторону своей выпуклой фронтальной части. Их противоположные крылья крутые, нередко осложненные разломами, по которым иногда можно наблюдать надвигание (поддвигание) смежных антиклиналей на их опущенные крылья. Отмечаются случаи прохождения разлома вдоль выпуклой части структуры и ее надвигание на смежную, что сопряжено с изменением формы самой структуры. Выпуклая ее часть оказывается поднятой, а относящееся к ней крыло крутым ( $25-30^\circ$ ) и коротким, а противоположное — пологим ( $10-15^\circ$ ) и удлиненным. Подобное явление встречается редко и не исключено, что оно связано с наложением друг на друга различным образом ориентированных структур.

Фланги антиклиналей, составляющих контуры местной структуры, отвечают направлениям максимальных касательных напряжений регионального поля. По направлениям, поперечным главным сжимающим напряжениям этого поля, также прослеживаются антиклинали, но имеющие не дугообразное, а прямолинейное простираие. Обычно они имеют симметричное строение, реже асимметричное — одно из крыльев пологое, а другое крутое или подвернутое, иногда осложненное разрывным нарушением. Длина таких антиклиналей составляет единицы и первые десятки километров. Они служат обрамлением площадных линейных структур — краевых частей вытянутых блоков, ступеней, поперечных сжимающим напряжениям платформенного регионального и местного поля. Обязанные действию платформенного поля напряжений, их можно именовать региональными, регионального поля — местными и местного поля — локальными.

Основываясь на морфологических наблюдениях дугообразных местных площадных структур, можно заключить, что они развиваются по контуру региональных вокруг некоторых жестких блоков, служащих сопротивлением смещению масс регио-

нальной структуры. Эти блоки выступают в роли ядер местных структур. Наибольшая деформация и горообразование наблюдаются по их контуру, а также по проходящему в их пределах контуру региональной структуры.

По мере развития деформации увеличивается распространение разрывных нарушений и связанной с ними приразрывной складчатости. Выделяются блоки (местные структуры), поднятые на разную высоту и надвинутые друг на друга. Поверхности блоков изгибаются и приобретают синклиналиную форму, развитые в их пределах осадочные толщи сминаются в складки волочения и срыва, а по краям блоков возникают приразрывные складки.

### Выводы

1. Региональные дугообразные и линейные площадные структуры развиваются по контуру платформенной площадной структуры, причем дугообразные — вокруг жестких блоков, оказывающих тормозящее воздействие общему смещению масс платформенной площадной структуры. Большие деформации, складчатость и горообразование отмечаются по контурам региональных площадных структур, и наибольшие — в зонах пересечения их контуров.

2. Местные дугообразные и линейные площадные структуры развиваются по контуру региональной площадной структуры, чаще всего дугообразной — вокруг жестких блоков, оказывающих тормозящее воздействие общему смещению масс региональной площадной структуры. Большие деформации наблюдаются по контуру местных структур, а наибольшие — в местах пересечения их контуров.

3. Разломы, служащие контурами региональных и местных площадных структур, как линейные неоднородности, служат концентраторами напряжений — зонами, по отношению к которым действующие поля напряжений ориентируются поперечно направлениями своих главных сжимающих напряжений. Разломы становятся источниками симметричного им поля напряжений, которое отпечатывается в земной коре симметричной системой более мелких разломов и трещин. В результате разломы, раз возникнув, существуют длительное время, определяя в значительной мере план последующей деформации.

4. Длительное существование и развитие региональных и местных площадных структур в значительной мере поддерживается постоянно действующим механизмом генерации приливных волн, которые многократно преломляются всей системой существующих линейных неоднородностей.

#### 4. ПРИРОДА И РАЗВИТИЕ GEOSINKKЛИНАЛЕЙ, ОРОГЕНОВ И ПЛАТФОРМ МАТЕРИКОВОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Природа и развитие геосинклиналей, орогенов и платформ рассмотрены В. В. Белоусовым (1962), Л. П. Зоненшайном (1972), Г. П. Леоновым (1971), М. В. Муратовым (1975), Е. В. Павловским (1953, 1975), А. В. Пейве (1976), Ю. М. Пущаровским (1969), В. Е. Хаиным (1973), а также авторами работы «Океаны и геосинклинальный процесс» (1971). В подвижных областях региональные структуры ограничены по своему контуру направлениями максимальных касательных напряжений материкового поля. Сдвиги по этим направлениям приводят к дроблению земной коры, активизации магматических процессов на глубине и образованию рифтовых впадин. Одновременно сдвиги снимают максимальные касательные напряжения, и поперечно площадкам, на которые они действовали, начинают действовать главные нормальные сжимающие напряжения регионального поля, приводящие к горообразованию в обрамляющей рифт зоне. Смена этих напряжений может многократно повторяться, в результате чего возникают рифтовые зоны, обрамленные горно-складчатыми сооружениями. Такой процесс может происходить при смене напряжений ротационного поля на материковое, материкового поля на региональное, регионального на местное.

Широчайшее развитие условий дробления коры, магматизма и погружения в геосинклиналях позволяет по аналогии с рифтами считать их производными от сдвигов, но осуществляемых в крупных масштабах. Такие сдвиги неизбежно возникают по границам платформенных структур при изменении ориентации глобального ротационного поля напряжений — движении географических полюсов. Так же как в орогенных зонах, сдвиги и рифтообразование чередуются с их поперечным сжатием и горообразованием, отражая сам процесс деформации, так и в подвижных областях повороты и перестройки платформенных структур, сопровождаемые сдвигами на их границах и геосинклинальным погружением, перемежаются с этапами формирования платформенных структур и образования их горно-складчатого обрамления. Такое чередование условий геосинклинального и орогенного развития подвижных областей, разделяющих платформенные площадные структуры, хорошо коррелируется с изменением скорости движения географического полюса (см. рис. 34). При увеличении скорости его движения усиливается процесс структурной перестройки материковых площадных структур, их относительных сдвигов и геосинклинального погружения пограничных областей. Так, моменты возрастания скорости движения географического полюса и преобладания геосинклинальных условий отмечаются в позднем кембрии, среднем

ордовике, на границе раннего и позднего силура, в среднем девоне, в раннем карбоне и в конце среднего карбона (палеозойский этап), в раннем — среднем триасе, ранней — средней юре, в начале и конце раннего мела, в начале и конце позднего мела (мезозойский этап), в среднем палеогене и раннем неогене (кайнозойский этап).

При уменьшении скорости движения географических полюсов глобальное ротационное поле напряжений, длительно действуя по одним направлениям, особенно совпадающим с древними разломами, приводит к дроблению земной коры и смещению ее масс к экватору, что усиливает взаимное сближение и сжатие площадных платформенных структур и поворачивает тектонический процесс по их границам в сторону орогенического развития. Так, моменты замедления скорости движения географических полюсов и преобладания орогенных условий в подвижных поясах отмечаются в позднем кембрии (байкальская складчатость), в позднем ордовике — раннем силуре (каледонская складчатость), в начале среднего карбона и в ранней перми (герцинская складчатость), на границе среднего и позднего триаса (иеншанская складчатость), в поздней юре (киммерийская складчатость), в середине раннего и начале позднего мела (тихоокеанская складчатость), в начале и конце неогена (альпийская складчатость).

Тем самым противопоставляется геосинклинальное состояние подвижной области, возникающее в условиях сдвигов и дробления земной коры, орогенному, наступающему в условиях сжатия и упрочения земной коры. Внутри орогена противопоставляется рифтовое состояние земной коры, наступающее в условиях сдвигов и высокой ее раздробленности состоянию горообразования и упрочения коры. Аналогичными структурами внутри геосинклинали можно считать интрагеосинклинали (более раздробленная кора, структуры относительного погружения) и интрагеоантиклинали (менее раздробленная кора, структуры относительного поднятия). Приписывая принадлежность рифтов к орогенам и считая их структурами разного масштаба, мы в этом отношении следуем взглядам А. В. Пейве (1976). В то же время находит объяснение сходство рифтов с геосинклиналями, как следствие сдвигов в земной коре, хотя и имеющих разный масштаб. При этом появилась возможность отказаться от приписываемой многими исследователями связи этих структур с растяжением, которое в земной коре проявляется лишь трещинами, производными от сжатия и поперечными структурам сжатия.

Подвижные пояса, разделяющие платформенные структуры материковой и океанической коры, в настоящем неотектоническом этапе замедленного движения полюсов находятся в орогенном состоянии сжатия. К этим поясам мы относим Альпийско-Средиземноморский, Тихоокеанский, Срединноатлантический

(отделяющий Южную и Северную Америку от Африки и Европы) и другие, обрамляющие Южноиндийскую платформу. Происхождение рифтов современных подвижных океанических поясов, находящихся в условиях сжатия, можно, как и происхождение рифтов материковых орогенов, также связывать со сдвигами, возникшими в условиях сжатия. Однако орогенический процесс в подвижном поясе на океанической коре благодаря ее высокой подвижности крайне неустойчив, и при малейших поворотах смежных платформенных структур этот процесс может быть повернут в сторону геосинклинального развития. Таким образом, обнаружение связей геосинклинального процесса с разрушением коры при сдвигах и орогенического — с упрочением коры при сжатии требует внесения некоторых новых нюансов в само понимание терминов геосинклиналь и ороген.

Под геосинклиналью следует в этом случае понимать подвижный пояс (или его часть), разделяющий платформенные структуры и испытывающий дробление и океанизацию коры за счет сдвигов, происходящих в результате поворотов этих структур. Геосинклинальным развитием можно считать дробление коры и активизацию магматических процессов, приводящие к океанизации коры.

Под орогеном следует понимать подвижный пояс (или его часть), разделяющий платформенные структуры и испытывающий упрочение и гранитизацию коры за счет ее сжатия со стороны этих структур. Орогенным развитием можно считать упрочение коры и затухание магматических процессов, приводящие к гранитизации коры.

Под рифтом можно понимать зону сдвигов и дробления коры, активизации магматических процессов и погружения, возникшую в орогене в процессе его развития. В отношении динамических условий — связи со сдвигом — рифты можно считать уменьшенными аналогами геосинклиналей, но не структурами, характеризующими начало геосинклинального процесса, который в целом происходит в иных условиях, т. е. общего преобладания сдвиговых деформаций. Рифт может возникнуть при орогенном развитии подвижного пояса, находящегося как на материковой коре (рифты Восточной Африки), так и на океанической (рифты, осложняющие Срединноокеанический хребет). Однако во всех случаях причиной его развития является сдвиг, происшедший под действием сжатия.

Платформы, как ядра площадных платформенных структур, также обнаруживают связь своего тектонического развития с характером испытываемой деформации, меняющейся вместе с изменением скорости движения географических полюсов. Характерный для платформ трапповый магматизм в мезо-кайнозое наиболее широких масштабов достигает (Макаренко, 1974) в раннем триасе в Северо-Западной Азии, в середине юры — в океанических впадинах, в позднем мелу и раннем палеогене —

на Индостанской платформе и прилежащих частях Индийского океана. В позднем мелу — в Красном Море и на востоке Африки (щелочной магматизм). Это означает приуроченность активизации платформенного магматизма к эпохам геосинклинального режима подвижных поясов, разделяющих платформенные структуры — эпохам их поворотов, структурных перестроек и сдвигов, связанных с высокой скоростью движения географических полюсов.

Таким образом, трапповый магматизм, сопровождаемый общим погружением, можно рассматривать как проявление дробления земной коры на платформах в эпоху общего ее дробления, связанного со структурными перестройками и сдвигами при сравнительно быстрых движениях географических полюсов. Стабилизацию и упрочение земной коры на платформах, затухание там магматической деятельности и поднятие можно рассматривать как связанные с прекращением поворотов платформенных структур и их сдвигов при неизменном положении полюсов (или их крайне медленных движениях), что способствует также сжатию земной коры за счет ее смещения к экватору при дроблении масс ротационным полем.

Связывая геосинклинальный процесс со сдвигами площадных платформенных структур и дроблением коры по их границам, как и орогенный процесс с их взаимным сближением и сжатием, мы неизбежно вынуждены рассматривать в том же аспекте и сопровождающие эти процессы магматические явления. Так, с геосинклинальным дроблением коры и раскрытием глубинных источников магматических расплавов при относительных сдвигах платформенных структур следует связывать океанизацию материковой коры, а с затуханием этих сдвигов и сжатием — создание условий, благоприятствующих развитию материковой гранитной коры. Взаимное преобразование гранитной и океанической коры, проявляющееся в подвижных областях геосинклинальными и орогеническими процессами, на платформах также, вероятно, имеет место, хотя и протекает более замедленно, выражаясь общим их погружением в геосинклинальных условиях развития и общим поднятием в орогенных условиях.

Наряду с общим поднятием и погружением платформенных структур в орогенном и геосинклинальном режимах развития, от их краевых частей — областей взаимодействия со смежными платформенными структурами — распространяются волны поднятия (от орогенов) и погружения (от геосинклиналей). Как связь структурного плана Русской платформы с Уралом в палеозое и с Кавказом в мезозое это впервые было отмечено А. П. Карпинским (1894), а как факт смещения прогибов — А. Грэбо (Grebau, 1924).

Природа материковой и океанической коры. Эта проблема, как и предыдущая, будет рассмотрена нами весь-

ма ограничено лишь в ее структурных аспектах, в свете которых можно добавить некоторые новые данные к уже описанным в литературе (Белоусов, 1962, Ханн, 1973). Попытаемся ответить на следующие вопросы: 1) находятся ли материки на месте своего возникновения или испытали значительные горизонтальные смещения; 2) являются ли материки ядрами роста материковой коры или остатками некогда единого корового слоя.

На первый вопрос можно ответить положительно. Материки действительно находятся на месте своего возникновения. Доказательство этому — единство отпечатков глобального ротационного поля напряжений, фрагменты которых не испытали на отдельных материках горизонтальных относительных смещений, превышающих десятки или первые сотни километров за время не менее 2 млрд. лет.

Наиболее сложен второй вопрос, который требует специального обсуждения. Обычно при этом принимаются как установленные следующие данные: 1) молодость Атлантического и Индийского океанов (мезозойский возраст); 2) отсутствие признаков материковой коры под плащом молодых океанических отложений, быть может за исключением редких случаев; 3) дискордантное наложение океанических структур на более древние структуры материковой коры; 4) наличие признаков отпечатка древнейшего глобального ротационного поля напряжений с осью  $L$  в линейных структурных элементах материковой и океанической коры; 5) наличие осевой симметрии с осью  $K$  в расположении центров материковых масс.

Что касается мезозойского возраста впадин Атлантического и Индийского океанов, то первые данные подводного бурения, казалось бы, подтверждали этот вывод. Однако позднее стали появляться данные и о более древних породах, обнаруженных в процессе глубокого подводного бурения. Поэтому вопрос о возрасте этих океанических впадин нельзя считать решенным, но можно допустить существование под покровом мезозойских осадков пород более древнего возраста и даже остатков древней материковой коры.

Что касается дискордантности океанических структур более древним материковым структурам, то подобная дискордантность, как проявление структурных перестроек, наблюдается среди материковых структур разного возраста, и в этом нельзя усматривать самостоятельности развития океанических структур по отношению структур материковых. Для каждого тектонического этапа материковые и океанические структуры подчиняются единому структурному плану, отвечающему положению географических полюсов. Доказательство этому — единство материковых и океанических платформенных структур, взаимно связанных материковым полем напряжений, вызванным смещением материковых структур к экватору под действием полюсобежных ротационных сил. Региональные площадные структу-

ры подчинены материковому полю напряжений и несогласие между ними и платформенными структурами является кажущимся — проявлением взаимоотношения структур разного масштаба. Реально лишь несогласие между структурами разного возраста, выражающее собой изменение направления смещения масс земной коры при изменении положения географических полюсов.

Таким образом, отсутствие крупных искажений отпечатков глобального ротационного поля напряжений исключает возможность допущения дрейфа материков и не позволяет использовать его для объяснения природы океанических впадин. Следовательно, остается признать материки сохранившимися на месте своего образования. Возможно и даже весьма вероятно, что процесс роста материковой коры продолжается на материках и, в ослабленном виде, — в пределах океанов. Однако нельзя исключить и обратный процесс переработки материковой коры в океаническую. Он интенсивно происходит в подвижных областях в геосинклинальную стадию их развития и особенно интенсивно (не допуская развития материковой коры) в подвижных областях на океанической коре, удаленных от материков, где процесс упрочения коры при сжатии крайне неустойчив. Следовательно, высокая подвижность земной коры на больших пространствах океанов является фактором, препятствующим ее упрочению и развитию материковой коры.

Таким образом, решение вопроса о природе материковой и океанической коры требует объяснения происхождения океанических впадин, как областей развития земной коры, обладающей высокой подвижностью и раздробленностью. Ниже рассмотрено одно из возможных объяснений этого явления.

Анализ пространственного расположения на Земле материков и океанов обнаружил, что центры тяжести площадей Азии, Северной Америки, Южной Америки, Антарктиды и Австралии располагаются в широтном субэкваториальном поясе, симметричном оси  $K$ , один из полюсов которой  $K_1$  находится в центре Тихого океана ( $155^\circ$  з. д.,  $5^\circ$  с. ш.), а другой  $K_2$  — в центре Африки. Симметрично этой оси располагается и пояс океанов, концентричный материковому поясу и включающий Северную Атлантику, Южную Атлантику и Индийский океан. Широтное положение, концентричное этим полюсам, занимает Циркумтихоокеанский подвижный пояс вместе с входящими в его состав Восточнотихоокеанским хребтом, а также северная и южная ветви Срединноатлантического хребта.

Симметрию материков относительно Африки отмечал А. Вегенер (1924), связывая ее с расхождением материков при распаде Пангеи. Отмечал симметрию и Г. Н. Каттерфельд (1962), объясняя образование впадины Тихого океана ликвидацией приливного вздутия, вызванного Луной, которая некоторое время в своем вращении вокруг Земли находилась над площадью Ти-

хого океана. Однако при изменении орбиты Луны скорее следовало бы ожидать сохранения на площади Тихого океана приливного поднятия и его постепенное рассасывание. Лишь через дробление и переплавление материковой коры приливная волна может вызвать образование океанической коры и отвечающей ей впадины.

Мощная приливная волна, способная раздробить материковую кору, могла возникнуть при близком прохождении Луны в момент ее захвата Землей. Мы полагаем, что именно такая волна образовалась на площади Тихого океана, вызывая поднятие, растяжение, дробление и переплавление материковой коры в океаническую. У фронта волны оставался пояс погружения и сжатия, где материковая кора сохранилась от переплавления (материковый пояс). Далее следовал пояс поднятия, растяжения, дробления и переплавления (океанический пояс) и за ним — антиподальный приливной волне участок, где сохранилась материковая кора (Африка). Концентрично этим поясам возникли крупнейшие швы, отвечающие Циркумтихоокеанскому подвижному поясу и ветвям Срединноатлантического хребта.

Приливные волны, возникшие на земле в момент захвата ею Луны, неизбежно приводили к торможению ее вращения и уменьшению осевого сжатия. Последнее в свою очередь способствовало ускорению вращения. Иными словами, скорость вращения Земли периодически менялась, приводя к резкому увеличению ротационных напряжений, которые отпечатывались в земной коре в виде разломов.

Наибольшие изгибные деформации коры, и связанное с этим дробление и переплавление коры, можно ожидать в экваториальном поясе вращения.

Сложение сил, симметричных оси вращения и приливным волнам, определило истинную картину распределения материковых и океанических площадей. Так, наибольшие деформации, дробление и переплавление материковой коры, связанные с торможением вращения Земли, можно ожидать в экваториальном поясе, где действительно преобладают океанические площади. С удалением от экваториального пояса оси  $L$  интенсивность этих процессов падает и в полярных областях можно ожидать сохранения материковой коры. Это и проявляется в одной из них широким распространением материковой коры (Евразия, Африка, Северная Америка). В другой полярной области, находящейся вблизи центров приливной волны  $K_1$ , материковая кора была благодаря этому переплавлена. Пояс океанов, симметричный оси  $K$ , там, где он проходит вблизи океанического (экваториального) пояса оси  $L$  и где благодаря этому дробление и переплавление были достаточно интенсивными, представлен бассейнами Северной Атлантики, Южной Атлантики и Индийского океана. При подходе к полярным областям оси  $L$ , где

интенсивность дробления и переплавления падает, он редуцируется (Западная Сибирь).

Возникновение обширных площадей малопрочной и подвижной океанической коры, наряду с оставшимися площадями высокопрочной и малоподвижной материковой коры, предопределило большую стабильность разделения этих областей в ходе дальнейшего геологического развития. Можно допустить, что равновесие в сторону развития материковой или океанической коры нарушалось и, вероятно, в сторону развития материковой коры. Однако, судя по тому, что размеры и форма материков не нарушили их осевой симметрии (ось  $K$ ), относительное изменение площадей материковой и океанической коры было незначительным.

Можно предложить и другую гипотезу, предусматривающую возникновение материков как центров развития материковой коры. Действительно, симметрия материков относительно оси  $K$ , близкой оси симметрии траектории движения географического полюса  $N$ , может быть интерпретирована следующим образом. В процессе смещения географического полюса по его траектории зоны, лежащие вблизи оси  $N$ , испытывают наиболее частые разнонаправленные повороты под действием кориолисовых сил. В результате они оказываются источниками симметричного им поля напряжений и вызванной им системы разломов. Эти разломы, как области дробления коры и повышенной ее проницаемости, и определяют пространственное положение и геометрию площадей наиболее интенсивного протекания физико-химических процессов, контролирующих развитие материковой коры. Преимущественное распространение материков, а следовательно (если исходить из этих взглядов) и разломов лишь в одном из полушарий оси  $N$  следует в этом случае отнести за счет влияния первичной неоднородности состава Земли — возможно ее вихревого строения.

Таким образом для понимания природы материков и океанических впадин существенно следующее.

1. Контуры материков описывают системы симметрии с осями  $L$  (первичная) и  $K$  (один из полюсов в центре Тихого океана).

2. Хорошо заметна дугообразная форма Северной Америки, Южной Америки и Африки, их ориентация от Тихоокеанского пояса на периферию. Менее заметны черты дугообразности у Европы как северного обрамления Африканского материка. В пределах Азии можно выделить дугообразные структуры Юго-Восточной и Северо-Восточной Азии, ориентированные от Тихоокеанского подвижного пояса на запад. Давно отмечено подобие противоположащих береговых линий Южной Америки и Африки.

3. В некоторых местах материковые структуры срезают океанические, а в других океанические срезают материковые.

## Выводы

1. Древние ядра материков являются остатками некогда единого слоя материковой коры, уничтоженного в других местах путем переплавления под действием дробления и излияния глубинной магмы. Судя по форме материков и их пространственному расположению, последнее вызвано действием двух систем стоячих волн: а) концентрической системы приливных волн, симметричных центру Тихого океана (ось К) и б) системы волн торможения (вращению), симметричных оси вращения L. Обе системы стоячих волн, судя по их конфигурации, генерированы крупным космическим телом при его прохождении над площадью Тихого океана.

2. При последующем развитии материков существенное влияние оказывало действие глобального поля напряжений. При его постоянном изменении в результате движения полюсов стабилизирующее влияние оказывали разломы Тихоокеанского подвижного пояса, придававшие материкам черты приразломных структур. Длительное взаимодействие материков через поля напряжений придало им черты подобия, выражением чего и служит подобие противоположащих береговых линий Южной Америки и Африки.

3. Взаимное срезание материковых и океанических структур разного возраста свидетельствует о чередовании типов развития материковой и океанической коры. Материковые площади расширяются быстрее в орогенные этапы, а океанические — в геосинклинальные этапы при соответствующем изменении контуров материков. Причина расширения океанических впадин в геосинклинальные этапы — глубинное переплавление и уплотнение оболочки, начинающееся в предшествующем орогенном этапе в результате прокручивания оболочки по ядру. Это приводит к образованию в полярных областях избыточность масс, смещение которых (совместно со всей оболочкой) к экватору и находит отражение в движении географического полюса по спирали его траектории.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г. Д.* О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1960, № 8, с. 3—19.
- Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш.* Тектоническое развитие малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. — «Геотектоника», 1966, № 6, с. 3—11.
- Апарин В. П., Веденков В. С.* Изменения скорости перемещения палеомагнитных полюсов и периодичность тектогенеза. Красноярск. Ин-т физики им. Л. В. Киренского СО АН СССР, 1976. 56 с.
- Арган Э.* Тектоника Азии. Доклад на Брюссельской (XII) сессии Международного геологического конгресса в 1922 г. М., ЮНТИ 1935. 192 с.
- Балтийский щит.* — В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука», 1964, с. 27—45. Авт.: К. О. Кратц, Н. Магнуссон, А. Симонен, О. Хольтедаль.
- Белоусов В. В.* Большой Кавказ. — «Тр. ЦНИГРИ», т. I—III, вып. 108, 121, 126, 1938—1940. 90 с.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М.* Мировая система больших грабенов. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 7—39.
- Богданов А. А.* О некоторых проблемах тектоники Европы. 2-я статья. — «Вестн. МГУ, сер. IV, Геология», 1962, № 2, с. 3—19.
- Богданов Н. А.* Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. Автореф. докт. дис. М., 1973. 52 с.
- Браун Д., Кэмпбэлл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 347 с.
- Брок Б. Б.* Рифтовые долины кратона. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 74—91.
- Бронгулеев В. В.* Проблемы складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967. 291 с.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960, 233 с.
- Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным).* — «Тр. ВСЕГЕИ», вып. 211. Л., «Недра», 1974. 112 с. Авт.: Л. В. Булина, Н. К. Булин, Г. И. Мартынова, Д. М. Мильштейн.
- Введенская А. В., Балакина Л. М.* Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии. — Бюлл. Совета по сейсмологии. 1960, № 10.
- Введенская Н. В., Спирин Л. Н.* Планетарно-тектоническая трещиноватость западной части территории СССР. — В кн.: Сб. науч. тр. Перм. политехн. ин-та. 1973, № 123, с. 90—100.
- Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. М.—Л., «Госиздат», 1924. 145 с.
- Воронов П. С.* Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968. 123 с.
- Гамкрелидзе П. Д.* Основные черты тектонического строения Грузии. (Тр. геол. ин-та Груз. ССР). Тбилиси. Изд-во АН Груз. ССР, 1957, т. X.
- Ге Г. Г., Лебедев Ю. Н., Плотников Л. М.* К методике исследования полей напряжений по данным массовых замеров ориентированных тектонических трещин. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 146—148.

Геология СССР, т. XLIII. Армянская ССР. Геологическое описание. М., «Недра», 1970. 464 с. А. Т. Асланян, А. Т. Вегуни (редакторы).

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. I—II. М., Изд-во АН СССР, 1959. 256 с. Глубинные разломы. Библиографический указатель литературы 1950—1970 гг. М., «Наука», 1972. 154 с.

Гогель Ж. Основы тектоники, М., «Мир», 1969, 440 с.

Горожанкин В. Т., Ерхов В. Ф. Кинематическая схема разрывных нарушений южного обрамления Сибирской платформы. «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 4, с. 877—879.

Горшков Г. П. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скалывающих напряжений. — «Вестн. МГУ», 1947, № 1, с. 103—115.

Грачев А. Ф. Асимметрия Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972, с. 95—106.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965. 166 с.

Гутенберг Б. Силы, действующие в земной коре. — В кн.: Внутреннее строение Земли. М., Изд-во иностр. лит., 1949, с. 161—172.

Десяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — «Тр. ГИН АН СССР», вып. 126. М., «Наука», 1965. 244 с.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975. 255 с.

Долицкий А. В., Кийко И. А. О причинах деформации земной коры. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., «Госгеолтехиздат», 1963, с. 291—311.

Долицкий А. В. Механизм геосинклинальной складчатости на примере западной части Юго-Восточного Кавказа. Автореф. канд. дис. М., 1964. 20 с.

Долицкий А. В., Кийко И. А. К вопросу о природе крупных разрывных нарушений. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 5, с. 1217—1220.

Долицкий А. В. Осевая симметрия линейных структурных элементов земной коры. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1, с. 159—162.

Долицкий А. В., Луговенко В. Н., Портнова В. П. Осесимметричные системы линейных магнитных аномалий на территории СССР. — «Геоматематизм и аэрономия», 1973, № 2, с. 384—386.

Долицкий А. В. Системы разломов и трещин в земной коре как отпечатки глобальных, региональных и местных полей напряжений. «Экспресс-информация», ВИЭМС. Общ. и рег. геол. картирование, 1975, № 10. 36 с.

Долицкий А. В. К вопросу о происхождении неотектонических структур южного обрамления Сибирской платформы. — «Изв. высш. уч. завед., геол. и разв.», 1976, № 3, с. 36—39.

Долицкий А. В. Результаты анализа расположения палеогеографических и палеомагнитных полюсов. — В кн.: Геологическая информация и математическая геология. М., «Недра», 1976, с. 122—141.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», вып. 55. М., Изд-во АН СССР, 1952. 191 с.

Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене. Алма-Ата, «Наука», 1969, 166 с.

Зарудный Н. Н., Резанов И. А. Ярусы рельефа и реликты древних поверхностей выравнивания Алтая. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 2, с. 416—419.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 237 с.

Карпинский А. П. О правильности в очертании, распределении и строении континентов. — «Горный журнал», 1888, т. I, с. 252—259.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. — «Изв. АН, сер. V», 1894, т. I, с. 1—19.

Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. М., «Географгиз», 1962. 152 с.

Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. — «Геотектоника», 1970, № 6, с. 3—12.

Качанов Л. М. Основы теории пластичности. М., Гостехиздат, 1956, 324 с.

Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд. МГУ, 1969, 179 с.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис., 1973 (ГИН АН СССР), 208 с.

Крестников В. П., Рейснер Г. И. О характеристике новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 4, с. 897—900.

Кораблев А. А. Современные методы и приборы для изучения напряженного состояния массива горных пород. М., «Наука», 1969, 128 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969, 321 с.

Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., «Наука», 1968, 247 с.

Леонов Г. П. Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры. — «Вест. МГУ, сер. геол.», 1974, № 3, с. 21—31.

Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М., «Госгеолтехиздат», 1958, 131 с.

Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. — «Тр. ГИН АН СССР», вып. 136. М., «Наука», 1965, 212 с.

Макаренко Г. Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане. — «Вестник МГУ, сер. геол.», 1974, № 6, с. 3—30.

Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., «Мир», 1964, 384 с.

Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, 168 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963, 357 с.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968, 483 с.

Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1972, № 4, с. 3—18.

Милановский Е. Е. Рифтогенез и геосинклинальный процесс. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1975, 4, с. 28—40.

Милановский Е. Е. Роль рифтогенеза и его эволюция в истории Земли. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 13—21.

Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. — «Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки», 1957, т. X, № 3, с. 31—43.

Мишарина Л. К. К вопросу о напряжениях в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии. — «Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18, 1964, с. 50—69.

Моисеенко Ф. С. Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 262—282.

Муди Дж. и Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники, Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1949, 510 с.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975, 176 с.

Наливкин В. Д. О морфологической классификации платформенных структур. — «Геол. нефти и газа», 1962, № 8, с. 24—28.

Океаны и геосинклинальный процесс. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. Л. Книппер, М. С. Марков, Н. А. Богданов, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев.

Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых АН СССР. — «Геотектоника», 1974, № 3, с. 27—35. Авт.: М. С. Марков, А. А. Моссаковский, Ю. М. Пушаровский, Г. П. Хомизури, Н. А. Штрейс.

Осокина Д. Н. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптические активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М., Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1953, № 5, с. 82—89.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков. — «Геотектоника», 1975, № 6, с. 3—14.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. Составитель А. Н. Храмов. ВНИГРИ, 1973, вып. 2. 89 с.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1945, № 5, с. 23—46.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — В кн.: Главнейшие типы глубинных разломов. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 3, с. 57—71.

Пейве А. В. Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 21—31.

Пергамент М. А., Печерский Д. М., Храмов А. Н. О палеомагнитной шкале палеозоя. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 10, с. 3—11.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. — В кн.: Мат-лы к позн. геол. строен. СССР, МОИП, 1949, вып. XII. 215 с.

Петрова Г. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли. — «Изв. АН СССР, сер. физика Земли», 1970, № 4, с. 65—83.

Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1973. 318 с.

Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969. 195 с.

Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969. 232 с.

Пудовкин И. Н. Пространственная структура геомагнитного поля и некоторые вопросы изучения внутреннего строения Земли. — В кн.: Геомагнетизм и аэрономия, 1964, т. 4, № 4, с. 762—772.

Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. — «Геотектоника», 1969, № 7, с. 3—12.

Раковец О. А. Морфоструктура Алтая. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967. с. 363—373.

Салон И. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. М., «Недра», 1973. 309 с.

Семакин В. П. Новейшая структура Алтая. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 283—291.

Соболев В. С. Федоровский метод. М., «Госгеолтехиздат», 1954. 264 с.

Семенов Н. П. Иерархия дат геохронологической шкалы и межконтинентальная корреляция докембрия. — В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М., «Наука», 1976, с. 20—33.

- Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., «Недра», 1971. 255 с.
- Стейси Ф. Физика Земли. М., «Мир», 1972. 191 с.
- Стовас М. В. Избранные труды. Ч. I. М., «Недра», 1975. 155 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. 214 с.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938, 288 с.
- Тресков А. А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 102—112.
- Тяпкин К. Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре. — «Геологический журнал», 1974, т. 34, вып. 4, с. 3—16.
- Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—56.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, «Азнефтеиздат», 1950. 224 с.
- Хаин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1957, № 5, с. 71—98.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 449 с.
- Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967. 480 с.
- Ходжсон Дж. Х. Движения земной коры по сейсмическим данным. — В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, с. 42—74.
- Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. Палеомагнетизм палеозоя. Л., «Недра», 1974. 238 с.
- Хуан Бо-цинъ. Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 162 с.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. — «Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. геотектон.», Киев, 1963, вып. 12. 155 с.
- Шаблинская Н. В. Природа разломов молодых плит и методика ее исследования. — «Докл. АН СССР, сер. геол.» 1970, т. 192, № 3, с. 623—625.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 5, с. 39—66.
- Сихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.
- Сихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзССР, 1964. 307 с.
- Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники (1924). — В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 90—98.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана (1942). Избр. труды. М., «Мир», 1964, с. 274—333.
- Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли (1914). — В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964, с. 147—153.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е. Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты. — «Геотектоника», 1974, № 3, с. 6—29.
- Anderson E. M. The Dynamics of faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 1942.
- Atlantic Ocean Floor. The Nat. Geogr. Mag., 1968, June.
- Beaumont E. Recherches sur quelques uns des révolutions de la surface du Glob. — «Sc. Nat.», Paris, XVIII, 1830.

- Beaumont E.* Notice sur les systemes de montagnes. Paris, 1852.
- Bemmelen R. W. van.* On megaundations a new model of the Earth's evolution. «Tectonophysics», 1966, v. 3, N 2.
- Benkoff H.* Circum-Pacific tectonics. Publ. Dom. obs. v. XX, N 2, Ottawa, 1957, p. 395—402.
- Bertrand M.* Structure des Alpes francaises et récurrence de certains facies sédimentaires. Congr. Geol. Intern. Comte-rendu sixieme Sess., Lausanne, 1897, p. 163—177.
- Cox Allan.* Plate tectonics and geomagnetic reversals. San Francisco Freeman, 1973, p. 702.
- Creer K. M.* A review of paleomagnetism. «Earth-Sci. Rev.», 1970, N 6, p. 369—466.
- Glangeaud L.* Les caractères structuraux du Jura. B. S. G. F., XIX, 1949, p. 669.
- Grabau A. W.* Migration of Geosynclines. Bull. Geol. Soc. China, Peking, 1924, N 3—4.
- Harrison J. V.* The geology of some salt-plags in Laristan (Southern Persia). Quart. Journ. Geol. Soc., 1930, v. 86
- Haug E.* Les geosynclinaux et les aires continentales. «Bull. Sec. Geol. Fr.», s. 2, t. 28, 1900.
- Heim A.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Todi-Windgallen Gruppe. Bd. 1—2 mit Atlas, Basel, 1878.
- Hobbs W. H.* Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. «Bull. Geol. Soc. Am.», 22, 1911, p. 123—176.
- Indian ocean floor.* The Nat. Geogr. Mag., 1967, Oct.
- Kawai N., Hirooka K., Tocieda K.* A vibration of geomagnetic axis around the geographyc north pole in the historical time. «Earth and Planet Sci.», 1967, N 3, p. 48—49.
- Keylis-Borok V. I.* The study of earthquake mechanism. Publ. Dom. Obs., Ottawa, 1957, v. XX, N 2, p. 279—294.
- Knetsch G.* Über ein Structur Experimentan einer Kugel und Beziehungen Zwischen Gross-Lineamenten und Pol Lagen in der Erdgeschichte. Geol. Rundschau, Bd. 54, 1965, N 1, p. 523—548.
- Koide H., Bhattacharji S.* Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localisation. «Economic geology», 1975, v. 70, N 4, p. 781—799.
- Lees G. M.* Some depositional and deformational problems. Journ. Inst. Technol. Lond., 1931, v. 17.
- Lensen G. J.* Principal horizontal stress directions as an aid to the study of crustal deformation. Ottawa, Publ. Dominion observatory, 1960, v. 24, N 10, p. 389—397.
- Mrasek L.* Les plis diapirs. C. R. des Sciences de l'Inst. Geol. de Roumanie, 1915, t. II.
- Mc Laren D. J.* Presidential adress: time, life and boundariss. «Journ. Paleontology», 1970, v. 44, N 5, p. 801—815.
- Moody J. D., Hill M. J.* Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. Am., 1956, v. 67.
- Moody J. D., Hill M. J.* Moody and Hill system of wernch-fault tectonics. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 48, 1964, p. 112—122.
- Pacific ocean floor.* The Nat. Geogr. Mag., 1969, Oct.
- Pavoni N.* Recent gorizontal movements of the earth's crust as related to Cenozoic tectonics. Helsinki, 1966.
- Pumpelly R., Dale T., Wolff J.* Geology of the Green Mountains in Massachusetts. U. S. Geol. Surv. Mon., 1894, N 23.
- Reyer E.* Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.

*Schmidt E. R.* Geomechanica. Budapest, 1957.

*Sonder R. A.* Discussion of shear patterns of earth's crust by F. A. Vening-Meinesz. Trans. Am. Geophys. Union, 1947, v. 28, p. 939—945.

*Sonder R. A.* Die Lineament-Tektonik und ihre Probleme.—«Eclogae geol. helv.», 1938, v. 31, N 1.

*Suess E.* Das Antlitz der Erde, Bd. 1, 1885; Bd. II. 1888; Bd. III(I) 1901; Bd. III(2) 1909.

*Van Hise C. R.* Metamorphism of Rocks and Rocks Flowage. «Bull. GSA», 1898, vol. 9.

*Van Hise C. R. and Leith C. K.* The Geology of the Lake Superior Region U. S. Geol. Surv., 1911, Mon N 52.

*Vening-Meinesz F. A.* Shear patterns of the earth's crust. Trans. Am. Geophys Union, 1947, v. 28, p. 1—64.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Основные типы тектонических структур и методика их изучения . . . . .</b>	<b>4</b>
1. Площадные тектонические структуры . . . . .	—
2. Линейные тектонические структуры и линейные структурные элементы . . . . .	6
3. Методика разделения и идентификации отпечатков полей напряжений и связанных с ними площадных тектонических структур . . . . .	10
<b>Глава II. Морфология, природа и возраст отпечатков глобального поля напряжений и платформенных площадных структур . . . . .</b>	<b>23</b>
1. Морфология и природа отпечатков глобального поля напряжений . . . . .	—
2. Морфология и природа материковых площадных структур и материкового (платформенного) поля напряжений . . . . .	36
3. Возраст платформенных структур и отпечатков глобального поля напряжений . . . . .	52
<b>Глава III. Морфология и природа региональных и местных площадных и линейных структур . . . . .</b>	<b>60</b>
1. Кавказ . . . . .	—
2. Южное горное обрамление Сибирской платформы . . . . .	84
3. Поведение на глубине разломов, ограничивающих площадные структуры . . . . .	93
<b>Глава IV. Реконструкция траекторий движения палеогеографического и палеомагнитного полюсов . . . . .</b>	<b>98</b>
1. Определение траектории движения палеогеографического полюса . . . . .	—
2. Нахождение траектории движения палеомагнитного полюса . . . . .	103
3. Возможные причины движения географического и магнитного полюсов . . . . .	107
4. Корреляция геохронологических и тектонических подразделений . . . . .	112
<b>Глава V. Развитие линейных и площадных тектонических структур . . . . .</b>	<b>118</b>
1. Развитие линейных структур . . . . .	—
2. Развитие платформенных площадных структур в фанерозое . . . . .	120
3. Развитие региональных и местных площадных структур . . . . .	129
4. Природа и развитие геосинклиналей, орогенов и платформ материковой и океанической коры . . . . .	134
Список литературы . . . . .	143

ИБ № 1560

Александр Владимирович Долицкий  
РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Редактор издательства *Л. С. Цаплина*  
Обложка художника *В. Д. Петухова*.  
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*.  
Технические редакторы *О. А. Болтунова, Н. В. Жидкова*  
Корректор *К. И. Савенкова*

---

Сдано в набор 21.07.77. Подписано в печать 06.07.78.  
Т-11280. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Гарнитура литер.  
Печать высокая. Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 10,22.  
Тираж 1900 экз. Заказ 668/6587-14. Цена 1 р. 50 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.  
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

---

# Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ  
НОВЫЕ КНИГИ

**БЫХОВЕР Н. А.** Геолого-экономические основы прогноза минеральных ресурсов. 20 л. 3 р. 53 к.

В книге рассмотрены прогнозы минеральных ресурсов как основа для долгосрочного хозяйственного развития страны. Изложена геолого-экономическая классификация промышленных типов месторождений важнейших полезных ископаемых и приведена их сравнительная экономическая характеристика. Освещены основные принципы и методы количественной оценки прогнозных запасов полезных ископаемых. Дана оценка обеспеченности этими запасами мировой потребности в минеральном сырье на перспективу.

Книга рассчитана на работников научно-исследовательских и проектных геологических организаций.

**ШУЛЬЦ С. С.** Тектоника земной коры. 20 л. 3 р. 30 к.

В книге рассмотрены медленные (вековые) и быстрые тектонические движения, а также периодические явления. Показано соотношение тектонических и денудационных процессов, геоморфологическое и структурное выражение тектонических процессов. Наряду с вопросами развития структурных форм во времени рассмотрены закономерности их пространственного положения. Выделены геоструктурные области, каждая из которых характеризуется своим режимом тектогенеза, направленностью и интенсивностью развития. Особое внимание уделено планетарной трещиноватости. Показана история тектонических воззрений и современные геотектонические гипотезы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся тектоникой и историей развития Земли.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:*

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

---

1 р. 50 н.

2602

НЕДРА