

27



Handwritten text in Cyrillic script, possibly a title or subtitle, partially obscured by the halftone pattern.

В. Е. ХАИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА И ЗАПАДНАЯ АЗИЯ

В. Е. ХАИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ
ЕВРОПА
И ЗАПАДНАЯ
АЗИЯ



МОСКВА „И Е Д Р А“ 1977

Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., «Недра», 1977, 359 с.

Настоящая монография представляет собой продолжение сводки по тектонике материков (первая книга опубликована в 1971 г.). В данной книге освещено строение внеальпийской Европы (Восточно-Европейская платформа, Тимано-Печорская эпибайкальская плита, каледониды Северо-Западной Европы, герциниды Западной и Средней Европы и Урала, Мизийская и Скифская плиты) и части Западной Азии (Центральный Казахстан, Тянь-Шань и Туранская плита). Дается тектоническое районирование, структурная характеристика, анализ истории формирования этих основных тектонических единиц, рассматриваются важнейшие проблемы их происхождения.

Книга рассчитана на геологов разных специальностей, географов, студентов и аспирантов геологических и географических факультетов вузов; она может служить также справочным материалом по геологии соответствующих материков и стран.

Ил. 97, список лит. — 416 назв.

Настоящая монография выходит в свет через шесть лет после опубликования книги автора «Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Африка и Антарктида». За эти годы не только значительно возрос объем наших знаний по геологии континентов и особенно океанов, но и произошли крупные качественные сдвиги в подходе к анализу региональной структуры и особенно истории ее формирования. Они выразились, в частности, в обосновании представления о заложении эвгеосинклиналей на коре океанического типа, документируемом офиолитовыми ассоциациями горных пород, и ее преобразовании в континентальную кору в ходе геосинклинального развития. Широкое распространение получила трактовка этого развития с позиций неомобилизма и, в частности, новой глобальной тектоники (тектоники плит), которая представляет значительный шаг вперед в создании общей теории развития Земли, хотя и не лишена дискуссионных моментов и существенных недоработок. Естественно, автор стремился учесть новые взгляды, но мог сделать это лишь в ограниченной степени, поскольку палеотектонические и, в частности палинспастические, реконструкции составляют задачу уже не региональной, а исторической геотектоники.

В подготовке книги к печати большую помощь оказали А. Г. Окнова, Г. Р. Рошкован, М. Д. Полторак и Н. А. Солодкова, которым автор рад выразить свою искреннюю признательность. Глубоко благодарен он также Е. Е. Милановскому за тщательное рецензирование рукописи и весьма ценные замечания.

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА ЕВРОПЫ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Как известно, с физико-географической точки зрения Европа нередко рассматривается лишь как западный выступ более обширного материка Евразии. С геологической, точнее тектонической, точки зрения Европейский континент имеет полное право на самостоятельное выделение, ибо подобно другим континентам (кроме Азии) он имеет собственное и достаточно обширное древнее ядро — Восточно-Европейскую докембрийскую платформу (кратон). На юго-востоке, опять же с точки зрения геолога-тектониста, границу Европы с Азией следовало бы проводить от южного окончания Урала к Казахскому заливу Каспийского моря, т. е. примерно по р. Эмбе и далее либо вдоль северного, либо южного подножия Большого Кавказа.

Тектоническое районирование Европы в целом было впервые произведено Г. Штилле в 1924 г. (Stille, 1924). В этой, ставшей классической схеме Европа была разделена на древнейшую Эо европу, отвечающую Восточно-Европейскому кратону (Фенносарматии, по С. Бубнову), Палео европу — область эпикаледонской консолидации, Мезо европу — область эпигерцинской консолидации и Нео европу — область альпийской складчатости. Это деление, в общем, сохранило свое значение до настоящего времени, за одним исключением. Появилась необходимость самостоятельного выделения областей эпибайкальской консолидации, которые вместе с древним кратоном составили Прото европу. Одна из таких областей — Тимано-Печорская нарастила древний кратон на северо-востоке, другая — Среднеевропейская — на юго-западе (последняя область более гетерогенна и частично включает более древние и более молодые — каледонские элементы). С этой поправкой и с некоторым уточнением границ остальных областей схема тектонического районирования Европы по современным данным представлена на рис. 1 (см. вкладку).

Эо- и Протоевропа на большей части своей площади характеризуются равнинным рельефом — соответственно это Русская, Восточно-Европейская, Печорская и Польско-Германская (Среднеевропейская) равнины, а также Северное, Балтийское и Белое моря и Баренцево (частично?) шельфовое море. Лишь в пределах Балтийского щита рельеф становится холмистым или низкогорным, повышаясь местами до 1100 (Кольский полуостров) или даже 1800 м (юг Норвегии). Палеоевропа обладает уже в основном возрожденным горным рельефом; отметки достигают 2000 и почти 2500 м в Скандинавских горах, 1300 м в Северошотландских нагорьях и 1000 м в Северном Уэльсе. На площади Мезоевропы относительно невысокие (до 1400—1800 м) горные массивы чередуются с равнинами; довольно высоко поднята лишь Иберийская Месета — до 2500—2600 м. Неоевропа в целом отличается уже средне- и высокогорным рельефом; в Альпах ряд вершин превышает 4000 м, в Пиренеях и Андалузских горах (Бетская Кордильера) —

3000 м, в Апеннинах, Карпатах и Балканах — 2500 м; горные сооружения разделены межгорными впадинами типа Паданской, Паннонской и др.

Описание Неоевропы отнесено автором в другой выпуск настоящего труда, так как альпийский пояс Европы составляет неразрывное целое с разновозрастными складчатыми сооружениями Африки (Магриба) и Азии.

Европа является родиной геологической науки и отличается наиболее высокой степенью изученности. Однако большая сложность строения (складчато-покровный тип горных систем), раздробленность территории почти на три десятка крупных государств, не считая мелких, обуславливают публикацию геологической литературы более чем на двух десятках языков и порождают большие трудности в обобщении огромной информации и создании сводок. Правда, по многим государствам существуют свои «национальные» сводки (Великобритания, Венгрия, Италия, Нидерланды, Дания, Польша, Румыния, СССР, Франция, ФРГ, Чехословакия), но по ряду других они вообще отсутствуют (Албания, Греция, Испания, Португалия, Финляндия, Югославия) или заметно устарели (Швеция). Попытки создания монографических трудов по геологии или тектонике континента в целом или крупных его частей немногочисленны; к ним относятся «Геология Европы» С. Бубнова (Бубнов, 1935; Bubnoff, 1926), «Геология Средней Европы» П. Дорна (Dorn, 1960), «Геология Западной Европы» М. Г. Руттена (Rutten, 1969), очень краткая «Геологическая эволюция Европы» Р. Бринкмана (Brinkmann, 1969) и «Введение в геологию Европы» Р. Шёненберга (Schöppenberger, 1971). Фактически очень неплохим обзором геологии Европы была классическая «Стратиграфическая геология» М. Жинью (1950), в последнем французском издании выпущенная с дополнениями Л. Море (Gignoux, 1960). Наконец, Европе посвящен большой раздел в труде А. и Ж. Термье (Termier et Termier, 1956). Очень интересный, хотя и весьма краткий, очерк тектонической эволюции Европы опубликован недавно Д. Эгером (Ager, 1975). Особенно большим достижением было составление и публикация в 1964 г. Международной тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000 под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова и объяснительной записки к ней — книги «Тектоника Европы» (последняя, к сожалению, отличается некоторой неполнотой и фрагментарностью).

В связи с работой над созданием тектонической карты Европы (1-е и 2-е издания) были опубликованы составленные в более крупном масштабе тектонические карты ряда европейских стран: Великобритании, Испании, Португалии, Италии, Чехословакии, Швейцарии; публикация тектонических карт Советского Союза (в м-бе 1 : 4 000 000, 1953 г., в м-бе 1 : 5 000 000, 1956 г. под редакцией Н. С. Шатского) предшествовала изданию Международной тектонической карты Европы; позже, в 1966 г. была опубликована карта СССР в м-бе 1 : 2 500 000 под редакцией Т. Н. Спизарского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бубнов С. Геология Европы. Т. 1—2, Л.—М., ОНТИ, 1935. 740 с.
 Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.
 Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 487 с.
 Ager D. The geological evolution of Europe. — «Proc. Geol. Ass.», 1975, v. 86, p. 127—154.
 Brinkmann R. Geologic evolution of Europe (2 ed.) Stuttgart—N. Y., Enke-Hafner, 1969. 161 p.
 Bubnoff S. von. «Geologie von Europe, Bd. 1, B., 1926. 322 S.
 Dorn P. Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 1960. 488 S.
 Gignoux M. Géologie stratigraphique. (5 ed.) compl. L. Moret, P. Masson, 1960. 759 p.
 Schöppenberger R. Einführung in die Geologie Europas. Freiberg, Rombach, 1971, 450 S.
 Termier H. et Termier G. L'évolution de la lithosphère. II Orogenèse. Fasc. I, P., Masson et Cie, 1956. 498 p.

Глава II

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

1. ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Восточно-Европейская платформа — в узком смысле этого термина — континентальный блок с кристаллическим фундаментом, консолидированный в основном к 1750—1650 млн. лет, т. е. к концу среднего протерозоя, в позднекарельскую, или свекофеннскую, тектоническую эпоху, но частично переработанный в позднем протерозое до даты 1000 млн. лет. Границы этого блока определились в разное время, но в основном в период от 1350—1400 до 250—200 млн. лет.

Весьма четко обозначена северо-восточная граница платформы, прослеживаемая от Варангер-фьорда через перешеек между п-овами Рыбачьим и Средним, пролив между о-вом Кильдин и Кольским полуостровом и далее вдоль побережья Кольского полуострова, через основание п-ова Канин и юго-западного склона Тиманского кряжа вплоть до Полюдова кряжа на стыке Тимана и Урала. На всем этом протяжении граница выражена надвигом байкальского миогеосинклинального складчатого комплекса на древний фундамент эпикарельской платформы. Надвиговый характер этого нарушения отчетливо выступает на участке Варангера-фьорда и п-овов Рыбачьего и Среднего и вдоль Тимана, где оно подсечено сейсмическим профилем. Можно предполагать, что вдоль надвига произошло довольно значительное перекрытие фундамента платформы байкальским комплексом. Линия надвига в ряде мест на Канино-Тиманском отрезке смещена поперечными к ней разломами, очевидно сдвиговой природы (аналогичное явление, как мы увидим дальше, характерно для юго-западной и южной границ платформы).

Современное восточное ограничение платформы следует в меридиональном направлении от Полюдова кряжа до верховьев Эмбы вдоль западного края Предуральского передового прогиба. В настоящее время известно, однако, что не только Предуральский прогиб, но и вся западная миогеосинклинальная зона Урала подстилается фундаментом, аналогичным фундаменту Восточно-Европейской платформы, и что только разлом, проходящий вдоль восточного склона поднятия Уралтау — так называемый Главный Уральский разлом, ограничивает область распространения фундамента этого типа.

Между верховьями Эмбы и Каспийским морем граница Восточно-Европейской платформы на сравнительно небольшом участке приобретает юго-западное простирание, совпадая с Южно-Эмбенской зоной разломов. Эта зона отделяет юго-восточный борт Прикаспийской синеклизы от узкой раннегерцинской складчатой зоны, продолжающей Зилаирский прогиб Урала, но выклинивающейся близ берега Каспийского моря. Сейсмические профили позволяют, однако, проследить глубоко погребенное продолжение раннедокембрийского фундамента платформы через эту зону в пределы Северного Устья, который, таким образом, вырисовывается в качестве обломка Восточно-Европейской платформы (см. главу VI).

Далее к западу граница платформы на большом протяжении, от северо-восточного побережья Каспия до северо-западного берега Черного моря, характеризуется в общем широтным простиранием. Вдоль этой южной границы древняя платформа граничит с герцинидами, в основном погребенными под мезо-кайнозойским осадочным чехлом и выступающими на поверхность лишь в Донецком кряже. Донецкое складчатое сооружение, или иначе Донецкий бассейн, представляет собой заливообразное внедрение герцинской

геосинклинали в тело древней платформы, нарушающее общий плавный ход ее южной границы. Донецко-Каспийская зона герцинид явно представляет собой среднепалеозойское новообразование; первоначальная граница платформы, очевидно, следовала по южному краю Ростовского выступа Украинского щита и далее вдоль Манычской и Центрально-Устюртской зон разломов южнее Северо-Устюртской глыбы (см. рис. 1).

Начиная с северо-западного побережья Черного моря на юге Молдавии и вплоть до южного побережья Балтийского моря в Польском Поморье, граница Восточно-Европейской платформы довольно строго следует северо-западному направлению, подчиняясь совершенно, очевидно, крупной зоне разломов, получившей от Г. Штилле название Балто-Подольского линейного элемента, но известной также под названием линии Тейсейра — Торнквиста, по именам польского и немецкого ученых, первые обративших на нее внимание. На значительном участке к этой юго-западной границе платформы непосредственно примыкает альпийское складчато-покровное сооружение Карпат, точнее неогеновый Предкарпатский передовой прогиб. Однако там, где Карпатская дуга отходит от края древней платформы, что происходит на севере, в Южной Польше, и на юге, в Румынии и Молдавии, из-под альпийского комплекса появляются более древние образования, и здесь складчатым основанием оказывается байкальский комплекс зеленых сланцев. Таким образом, первично к древней платформе здесь примыкала Галицийская (по Н. П. Семенову) система байкалид, подобно тому, как к северо-восточному краю примыкает одновозрастная система Тиманид. В Северной Добрудже между байкалидами и краем древней платформы вклиниваются герциниды и ранние киммериды, а в Польше — каледониды, которые затем прослеживаются до Поморья и о-ва Рюген.

Наименее определенным является положение границы Восточно-Европейской платформы на участке между Рюгеном и Южной Норвегией. Вопрос этот давно дискутируется в литературе, и предложены разные варианты его решения (см. главу V). Наиболее обоснованным представляется проведение границы кратона от северной оконечности Рюгена к южной части Ютландского полуострова и далее в том же широтном направлении в Северное море до пересечения с вероятным юго-западным продолжением фронта Скандинавских каледонид. Такая трактовка лучше всего согласуется как с геологическими, так и с геофизическими (Гафаров, 1971) данными и, по существу, была предложена Н. С. Шатским еще в 1946 г.

Более уверенно, естественно, в пределах суши, северо-западная граница кратона прослеживается вдоль фронта Скандинавских каледонид, почти под прямым углом срезающего более древний Балто-Подольский линеймент, впрочем, позже испытавший неоднократное обновление. Тектонические окна в каледонидах, вскрывающие в их основании образования, совершенно идентичные фундаменту Восточно-Европейской платформы, местами вместе с перекрывающим его маломощным нижнепалеозойским чехлом, показывают, что этот фундамент продолжается на расстоянии более 200 км под каледонидами, достигая побережья Норвежского моря. Более того, подобные же древние породы обнажаются на Лофотенских островах, тектоническое положение которых, однако, остается неясным (см. главу III).

Очерченный контур Восточно-Европейской платформы замыкается в районе п-ова Варангер, где из-под каледонид появляются находящиеся с ними в торцовом сочленении байкалиды Тимана; очертания платформы оказываются резко угловатыми, полигональными, вписываясь в неравносторонний семиугольник. Если же исключить эффект герцинской переработки юго-восточного угла платформы, то получится шестиугольник, юго-восточный конец которого достигает Аральского моря. Северо-восточная и юго-западная границы платформы параллельны друг другу, имея северо-восточное простирание, и одновозрастны — по ним происходит смена добайкальского,

в основном раннедокембрийского, карельского и более древнего фундамента байкальским. Южная и восточная границы первично также являлись байкальскими (восточная частично более древней), но затем подверглись герцинской переработке. Наконец, северо-западная граница фактически имеет опять-таки не каледонский, а байкальский возраст, поскольку заложение Скандинавской (Грампианской) геосинклинали относится еще к концу протерозоя. Иначе говоря, контуры Восточно-Европейской платформы обозначились в основном в конце докембрия, на байкальском тектоническом этапе развития Европы.

Двумя крупнейшими элементами внутренней структуры рассматриваемой платформы являются Балтийский щит (Фенноскандия финского геолога В. Рамзая) и Русская плита. Балтийский щит, занимающий фактически весь Скандинавский полуостров, Кольский полуостров, Финляндию и Карелию, представляет собой наиболее устойчивый позитивный элемент платформы, испытывавший воздымание в течение почти всего последнего миллиарда, а, если исключить Южно-Скандинавский блок, то и полутора миллиардов лет. Лишь в кембрии — силуре западная и южная окраины щита подверглись слабому погружению с накоплением десятков, быть может первых сотен метров мелководно-морских осадков. Результатом длительного поднятия явился глубокий размыв кристаллического фундамента, способствовавший обнажению пород, метаморфизованных в амфиболитовой и даже гранулитовой фациях, т. е. залегавших первоначально на глубине до 15 км и даже больше.

Балтийский щит занимает северо-западный угол платформы; на востоке и юге слагающие его докембрийские образования погружаются под осадочный чехол, область более или менее сплошного распространения которого была названа Э. Зюссом Русской плитой (Russische Tafel). Остается спорным, следует ли включать в состав плиты поле выходов раннедокембрийского фундамента в пределах Украины, которое именуется в зависимости от решения этого вопроса или Украинским кристаллическим массивом, или Украинским щитом. Украинский щит, или массив, также представляет собой достаточно крупную область весьма длительного воздымания; для его большей части оно началось еще на рубеже среднего и позднего протерозоя, т. е. не позже, чем для Балтийского щита. Кратковременное погружение Украинский щит испытал лишь в раннем карбоне (визе) и позднем мелу — раннем палеогене, и то, вероятно, не на всей площади. Поэтому для названия его именно щитом, а не массивом имеются достаточные основания, хотя выделение этого щита из состава Русской плиты и несколько нарушает ее геометрическую цельность. Интересно, что, как и на ряде других платформ, в частности Сибирской, щиты — Балтийский и Украинский — занимают не центральное, а периферическое положение в структуре Восточно-Европейской платформы.

В пределах Русской плиты, в узком смысле этого термина, т. е. с исключением Украинского щита, глубина залегания фундамента колеблется от нуля (Белорусский и Воронежский массивы) до 5 км и более. На этом фоне резко выделяются такие структуры, как Днепровско-Донецкий авлакоген, с погружением фундамента до 8—10 км, и особенно Прикаспийская синеклиза, в центральной части которой, по новейшим данным (Фоменко, 1972), мощность осадочного чехла превышает 20 км. Возможно, что Прикаспийскую синеклизу следует рассматривать как особый структурный элемент, равнозначный Русской плите. В качестве подобных глубоко погруженных элементов периферии платформы могут быть еще выделены Приднестровский и Причерноморский перикратонные прогибы, фактически являющиеся склонами Украинского щита (глубина погружения фундамента до 5—6 км), а также Притиманский прогиб (> 5 км) на северо-востоке.

2. БАЛТИЙСКИЙ ШИТ

Балтийский щит, или Фенноскандия, составляет самый крупный и наиболее устойчивый положительный структурный элемент Восточно-Европейской платформы. Он охватывает всю территорию Финляндии, Мурманской области и Карельской АССР, большую часть Швеции, юг и крайний север Норвегии. На северо-западе раннедокембрийские породы Балтийского щита скрываются под тектоническими покровами Скандинавских каледонид, но появляются снова в целой серии тектонических окон, расположенных примерно вдоль главного водораздела полуострова и достигающих побережья Норвежского моря. Одновозрастные с ними образования выступают и на Ловотенских островах, но их связь с фундаментом щита является уже менее очевидной. Во всяком случае, окна в каледонидах показывают, что Балтийский щит, несомненно, продолжается еще на расстояние более 200 км к северо-западу под каледонидами. На северо-востоке, вдоль Мурманского побережья на Балтийский щит надвинуты позднедокембрийские геосинклинальные складчатые образования северо-западного продолжения Тиманской системы. На востоке и юге фундамент щита довольно спокойно погружается под осадочный чехол Русской плиты. На юго-западе погружение становится значительно более резким, поскольку здесь оно обусловлено флексурами и разломами «линии Тейсейра — Торнквиста».

Несмотря на достаточно длинную историю геологического изучения, включающую работы таких классиков геологии докембрия, как В. Рамзай, Я. Седерхольм, П. Эскола, О. Баклунд, А. А. Полканов, Н. Г. Судовиков и другие, и на уже очень значительный объем радиогеохронометрических определений, накопленный в последние годы, многие кардинальные вопросы стратиграфии и тектоники докембрийского фундамента щита остаются нерешенными, вызывая весьма противоречивые, во многих случаях совершенно противоположные, суждения. В этих условиях наиболее объективным путем анализа строения щита представляется прежде всего его разделение на мегаблока (рис. 2), примерно эквивалентные «провинциям» Канадского щита, отличающиеся как в геохронологическом отношении, так и по глубинному строению, в частности, по мощности коры (Кратц, Лобач-Жученко, 1970) и отделенные в большинстве случаев друг от друга глубинными разломами, что, кстати, подтверждается сейчас и для Канадского щита (Гренвилльский фронт). Следующим шагом должно быть уже рассмотрение строения каждого мегаблока в отдельности, в некоторых случаях с разделением его на отдельные блоки, причем вопрос о возрасте пород некоторых блоков придется оставить открытым. Забегая вперед, отметим, что в общем подтверждается вывод А. А. Полканова и Э. К. Герлинга о том, что возраст фундамента Балтийского щита омолаживается в направлении с северо-востока на юго-запад, т. е. от Кольского полуострова к югу Скандинавского полуострова. Поэтому целесообразно рассмотреть строение мегаблоков именно в этой последовательности.

Границы между мегаблоками простираются на севере щита в северо-западном — юго-восточном направлении, на юге — почти в меридиональном, с чем примерно согласуется и ориентировка внутренней их структуры, за исключением Свекофеннского мегаблока.

Кольский мегаблок занимает почти весь полуостров, кроме южного побережья, принадлежащего уже Беломорскому мегаблоку (см. ниже). В пределах этого мегаблока получено наибольшее число древних, в том числе превышающих 3000 млн. лет, радиометрических датировок. Древнейшие породы мегаблока составляют *кольскую серию*, слагающую Центрально-Кольский блок; они представлены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. В средней части серии имеются полосчатые магнетитовые кварциты, в верхней преобладают высоко-

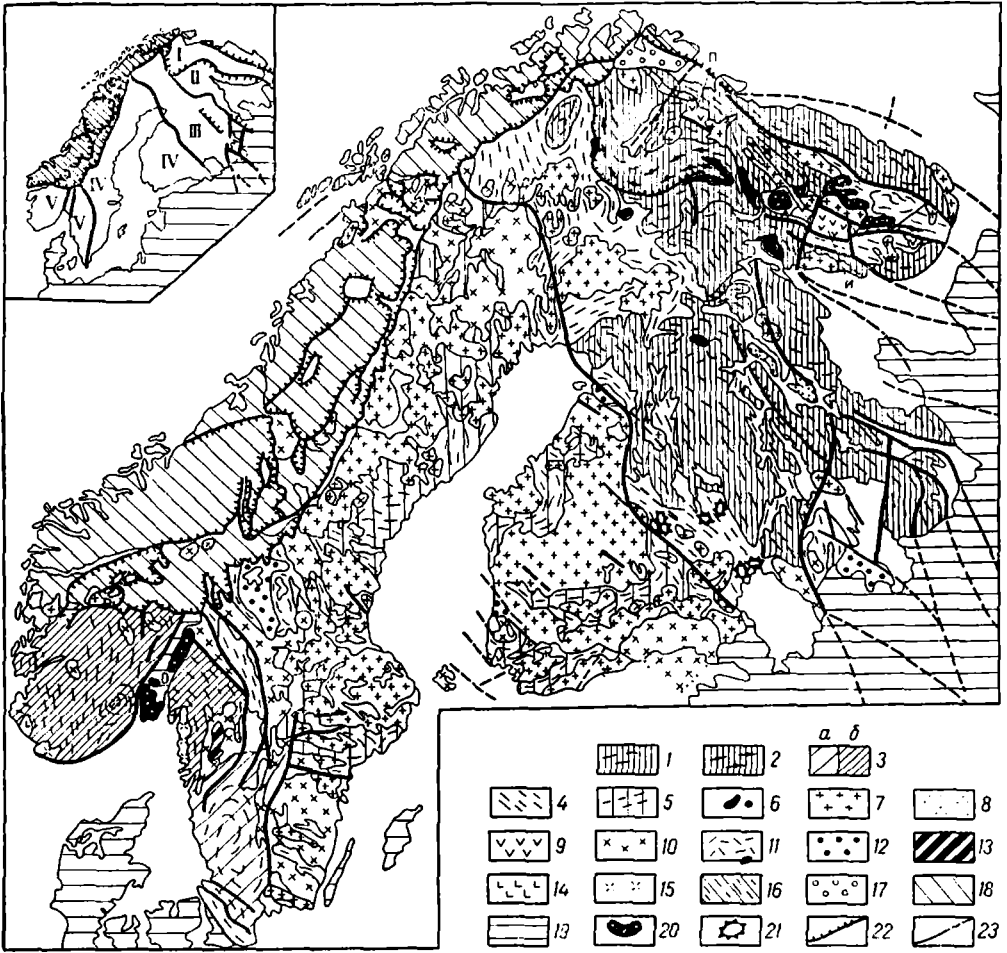


РИС. 2. Тектоническая схема Балтийского щита (по Тектонической карте Европы м—ба 1 : 10 000 000, 1977 г.).

1 — гнейсы и гранитогнейсы, катархей и архей — амфиболитовая фация; 2 — то же, гранулитовая фация; 3 — переработка древнего фундамента: *a* — готская, *б* — готско-дальсладская; 4 — метавулканические и метаосадочные нижнепротерозойские образования; 5 — свекофенский геосинклинальный комплекс; 6 — ультрамафиты и габро нижнего и среднего протерозоя; 7 — раннекарельские и свекофенские синкинематические граниты; 8 — верхний (собственно) карелий-сариилий, ятулий, суйсарий, 9 — осадочно-вулканогенное выполнение Печенгской и Имандра-Варзугской впадин; 10 — позднесвекофенские и готские граниты, включая рапакиви; 11 — субиотний, хогландий и их аналоги; 12 — нотий; 13 — дальсладий; 14 — анортозиты Нурланна; 15 — граниты типа Бохус-Арендаль; 16 — спаргамит в покровах каледонид; 17 — то же, вне покровов; 18 — покровы каледонид, кроме спаргамита; 19 — фанерозойский осадочный чехол; 20 — каледоно-герцинские плутоны щелочных пород; 21 — гнейсовые купола; 22 — надвиг каледонид; 23 — глубинные разломы.
 П — Печенгская впадина; И — Имандра-Варзугская впадина; О — грабен Осло.
 I — Кольско-Беломорский мегаблок; II — Беломорский мегаблок; III — Карельский мегаблок; IV — Свекофенский мегаблок; V — Южно-Скандинавский мегаблок

глиноземистые кристаллические сланцы. Метаморфизм отвечает амфиболитовой, отчасти гранулитовой фациям. Для кристаллических сланцев гранулитовой фации К/Аг-методом по пироксенам получены датировки в 3300 ± 100 млн. лет., которые и рассматриваются как возраст наиболее раннего метаморфизма кольской серии. Возможно более древними могут быть олигоклазовые гнейсо-граниты, выступающие в северо-восточной части Кольского мегаблока. В последнее время надежно установлен (Тугаринов и Бибилова, 1975) древний, докольский возраст основных пород района Чуна-, Монча-, Вольчих тундр — 3800 ± 300 млн. лет по свинцово-

изохронному методу. Гнейсо-граниты и плагиомикроклиновые граниты, одновременные диафторезу пород кольской серии в амфиболитовой фации, имеют возраст 2800—2700 млн лет («Геохронологические рубежи...», 1972); на западе установлены и несколько более молодые — 2500 млн. лет — граниты. Более молодые радиометрические датировки, порядка 1800—1700 млн. лет, отвечают позднекарельской тектоно-магматической эпохе, с которой в Кольском мегаблоке связано образование пегматитов.

Структура кольской серии отличается крайней сложностью и состоит из складок многих порядков, в том числе изоклинальных, разного простирания, осложненных разрывами; широко проявлены мигматизация, будинаж, бластомилонитизация. Наряду с гранитоидами к кольской серии приурочены интрузивные тела габбро-амфиболитов, гиперстеновых и двупироксеновых диоритов и габбро-диоритов и других основных и ультраосновных пород. На востоке кольская серия уходит под более молодую, очевидно, нижнепротерозойскую *кейвскую серию*, слагающую одноименный синклинорий Кейвских тундр и состоящую из различных парагнейсов и высокоглиноземистых кристаллических сланцев. Верхняя, относительно слабо-метаморфизованная доломито-песчаниковая часть серии, заключающая строматолиты, возможно относится уже к среднему протерозою. Возраст прорывающих кейвскую серию синкинематических щелочных гранитов кейв около 1900 млн. лет.

На северо-востоке Центрально-Кольский блок граничит по тектоническому разлому с надвинутым на него Мурманским блоком, сложенным гранитами различного типа, главным образом микроклиновыми и плагиомикроклиновыми с биотитом, вероятно одновозрастными архейским гранитам Центрально-Кольского блока. Древнейшие олигоклазовые гнейсограниты встречаются в виде глыб — ксенолитов. Наряду с этими двумя типами гранитов имеется и более молодая группа гранитоидов с возрастом 2200—2000 млн. лет, отвечающая карельской активизации.

На границе Центрально-Кольского блока с Мурманским выделяется полоса развития *серии полмос-порос*, имеющая синклиналиное строение. Серия эта начинается гранитными конгломератами и образована гнейсами и амфиболитами (в нижней части) и глиноземистыми сланцами (в верхней). Возраст метаморфизма пород составляет около 2500—2400 млн. лет (K/Ar метод по амфиболам), а прорывающих их гранитов и пегматитов даже выше (!), следовательно, серия принадлежит, скорее всего, верхнему архею.

По южной и восточной периферии Кольского мегаблока принято выделять еще *тундровую серию* очень пестрого состава и весьма изменчивой степени метаморфизма. Существуют серьезные сомнения в самостоятельности этой серии, обычно относимой к нижнему протерозою; скорее всего она включает элементы различных нижнедокембрийских толщ, испытавшие интенсивную переработку, в том числе диафторез.

Вдоль тектонической границы Кольского мегаблока и следующего к югу Беломорского развиты две очень своеобразные депрессионные зоны, выполненные мощными терригенно-вулканогенными толщами нижнего или среднего протерозоя. Это Печенгская и Имандра-Варзугская приразломные впадины; последняя по длине (около 350 км) в несколько раз превосходит первую: ширина обеих достигает 30—40 км. По своей структуре обе впадины представляют собой односторонние грабены с моноклинальным под углом от 10—15 до 30—50° падением выполняющих отложений к юго-западу (рис. 3). Дополнительными разрывами моноклиналь разбита на продольные блоки. Мощность осадочно-вулканогенного выполнения грабенов составляет 8—10 км для имандра-варзугской серии и примерно столько же для печенгской. Для обеих серий, особенно печенгской, характерно крупноциклическое строение: в нижней части циклов залегают осадочно-туфогенные породы, а в верхней — эффузивные, главным

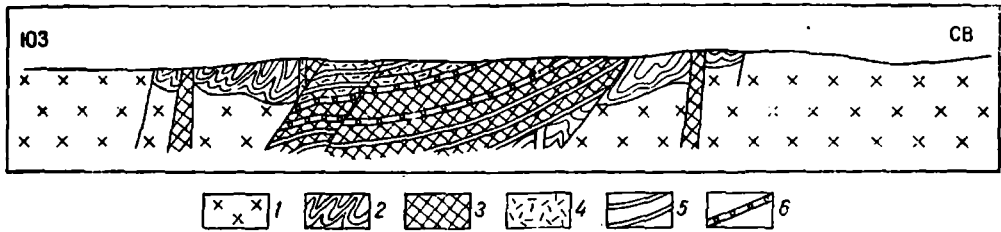


РИС. 3. Схематический профиль Имандра-Варзугского прогиба (по А. К. Симону).

1 — гнейсо-граниты и «гранитный слой» земной коры; 2 — породы нижнего структурного этажа карелид; 3 — основные лавы и силлы нижних свит; 4 — вулканисты верхних свит; 5 — прослои осадочных пород; 6 — вулканические брекчии

образом основные и отчасти средние и кислые. В осадочных пачках имеются прослои доломитов со строматолитами и онколитами. Метаморфизм в основном зеленосланцевый, местами, вдоль главных южных пограничных разломов, до амфиболитового. Обе серии вмещают интрузии основных и ультраосновных пород (в Печенгской впадине меде- и никеленосных), а также провары гранитоидами. Возраст метаморфизма позднекарельский — 1800—1700 млн. лет; возраст базитов и гипербазитов несколько выше — порядка 2000—1800 млн. лет. Отсюда некоторые колебания в оценке геологического возраста печенгско-варзугского комплекса — либо верхи нижнего, либо, что наиболее вероятно, средний протерозой. Вероятный возраст комплекса оценивается в 1900—1680 млн. лет («Геохронологические рубежи...», 1972).

Тектоническая природа Печенгской и Имандра-Варзугской впадин является спорной: одни исследователи считают их заключительными, орогенными структурами карелид, другие — склоняются к мнению об их субплатформенном характере. Думается, что наиболее правильно считать эти впадины протоавлакогенами (аналогично Удоканскому протоавлакогену Сибирской платформы и сходным структурам Алданского щита), отвечающими начальной стадии платформенного этапа развития Кольского мегаблока. Протоавлакогены в понимании автора отличаются от палеоавлакогенов, описанных в работе А. М. Лейтеса, М. В. Муратова и В. С. Федоровского (1970), и отвечают шовным протогеосинклиналиям Е. В. Павловского — М. С. Маркова, примеры которых недавно установлены и на Кольском полуострове (А. Л. Кулаковский), где они ранее неправильно объединялись в Печенгским и Имандра-Варзугским прогибами, частично на них наложенными. Эти протогеосинклинали относятся по возрасту ко второй половине раннего протерозоя; они более узкие; осадочно-вулканогенные породы, их выполняющие, в общем сходны с выполнением Печенгского и Имандра-Варзугского прогибов, но интенсивнее деформированы и сильно метаморфизованы. Очевидно, к началу накопления печенгско-варзугского комплекса как Кольский, так и Беломорский мегаблок были уже достаточно консолидированы. К концу же этого времени относится становление типично платформенных интрузий — щелочных плутонов Кейвских тундр, тяготеющих к южной границе Кольского мегаблока, многофазного — от ультрабазитов до нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов — плутона Гремяха-Вырмес, порфиридных «арагранитов» на западе блока. Если окончательная консолидация Кольского мегаблока и приходится на средний протерозой, то ее начало относится еще к концу архея, поскольку основная масса супракратальных пород мегаблока имеет архейский возраст, быть может, кроме серии кейв и, частично, тундровой серии.

В своей последующей истории Кольский мегаблок пережил некоторую активизацию в заключительные периоды салаирского (позднебайкальского),

каледонского и герцинского тектонических этапов. К первым двум периодам относится образование небольших кольцевых плутонов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов; к третьему — уникальных по размерам многофазных Хибинского и Ловозерского субвулканических плутонов нефелиновых сиенитов. Последние приурочены к разлому северо-восточного простирания на границе Центрально-Кольского и Кейвского блоков.

Беломорский мегаблок подстилает большую часть Белого моря; слагающие его породы архея выступают на поверхность по северному, южному и западному его побережьям, а на северо-западе уходят в направлении Лапландии. Беломорская серия в основном состоит из различных гнейсов, преимущественно биотитовых и гранат-биотитовых, а в верхней части серии отчасти глиниземистых, а также амфиболитов, преобладающих в средней части. Первичный состав пород был, очевидно, терригенно-вулканогенным. Общая видимая мощность серии определяется в 8—10 км, но, возможно, эта цифра завышена. Фация метаморфизма амфиболитовая, встречаются реликты пород гранулитовой фации. Структура чрезвычайно сложная, подобная структуре кольцевой серии и образованная в результате проявления нескольких фаз деформации, различавшихся по ориентировке напряжений. Эти фазы сопровождалась региональным метаморфизмом, внедрением интрузивных комплексов и могут быть датированы радиометрически. Первая фаза выразилась в образовании складок пока не установленного простирания, метаморфизме гранулитовой фации, интрузиях основного — ультраосновного состава, а также в мигматизации и метасоматозе. За ней последовала складчатость северо-западного простирания, метаморфизм (уже регрессивный) амфиболитовой ступени, образование плагиогранитов. Вторая фаза привела к образованию складок субширотного простирания и сопровождалась интрузиями лерцолитов, габбро-норитов, гранитов, пегматитов. Это и есть основная «беломорская складчатость», ныне датируемая в 2700—2400 млн. лет, т. е. совпадающая с границей архей—протерозой и с главной эпохой гранитизации кольцевой серии¹. Третья фаза, относящаяся уже к концу раннего и среднему протерозою, примерно одновременна с основными деформациями карелид. С этой фазой связана повторная складчатость сначала северо-восточного, затем меридионального и, наконец, согласного с карелидами и с юго-западным ограничением мегаблока северо-западного простираний, а также мигматизация, внедрение гранитов, пегматитов и в заключение — даек диабазовых порфиритов (М. М. Стенарь — см. «Этапы тектонического развития...», 1973). Эта фаза тектоно-магматической активизации датируется в 1900—1800 млн. лет.

На северо-западном продолжении беломорид, в основном уже на территории Финляндии и Норвегии, находятся своеобразные образования так называемого *гранулитового комплекса*, на своем юго-восточном замыкании вклинивающегося в беломориды, а далее замещающего их полностью. В состав комплекса входят как кислые, близкие к гнейсам породы, так и основные, в том числе амфиболиты и чарнокиты. Некоторые исследователи склонны были считать этот комплекс весьма древним, во всяком случае — добеломорским и даже доархейским (Жданов, 1966). Однако новейшие данные, как геологические, так и радиометрические, скорее указывают на синхронность гранулитового комплекса и беломорской серии. Доказывается и первично-осадочное происхождение как кислых, так и основных (амфиболиты) гранулитов (Сидоренко и др., 1971). Радиометрический возраст гранулитового комплекса 1950 ± 50 млн. лет (по Rb^{207}/Rb^{206}) и 1934 млн. лет (по K/Ar-методу) отвечает, как и в случае беломорид, карельскому омоложению

¹ Тем самым, она фактически совпала с саамской складчатостью А. А. Полканова — Э. К. Герлинга (1964).

(имеются единичные датировки более 3000 млн. лет — К/Аг метод по пироксенам).

В рифее структура Беломорского мегаблока осложнилась образованием наложенного на его осевую часть К а н д а л а к ш с к о г о г р а б е н - п р о г и б а. Отложения этого прогиба в настоящее время выступают на дневную поверхность вдоль Терского берега Белого моря в виде сероцветной мелководно-морской турбинской и красноцветной аллювиальной терской обломочных свит; первая, по новейшим данным, относится к нижнему — среднему (скорее, вероятно, среднему), вторая — к верхнему рифею — венду (Сергеева, 1973). Опускания Кандалакшского грабена возобновились в новейшее время, приведя к образованию одноименного залива и современной центральной акватории Белого моря.

Карельский мегаблок протягивается от фронта каледонид через шведскую и финскую Лапландию в Карелию и Восточную Финляндию и выходит к Ладожскому и Онежскому озерам. Характер границы между Карельским и Беломорским мегаблоками трактуется по-разному, но, видимо, более правы те исследователи, которые считают его разломным. Это подтверждается данными ГСЗ, а геологически наиболее очевидно в юго-восточной части этой границы, в районе Ветреного пояса, где основные и ультраосновные магматиты карелия надвинуты на беломорский комплекс (Новикова, 1971). Кстати, по мнению А. С. Новиковой, чешуйчато-надвиговая структура вообще типична для Карельского мегаблока, в отличие от купольной структуры Беломорского мегаблока, но это вопрос еще спорный.

В составе Карельского мегаблока можно различить три несогласно перекрывающих друг друга структурных комплекса: докарельский, раннекарельский и позднекарельский (ятулийский). Первоначально под названием карелид П. Эскола в 1925 г. был выделен лишь верхний карелий данной схемы. Это понимание карелия как эквивалента ятулия (Рамзай, 1902) полностью сохранилось в финской и шведской литературе, в то время как у нас со времени исследований К. О. Кратца (1958 г.) распространилось (хотя и не получило общего признания) более широкое понимание карелия с его разделением на нижний и верхний. В работах М. А. Гиляровой (1974) и других нижний карелий К. О. Кратца называется докарелием; она считает его одновозрастным кольско-беломорскому комплексу, рассматриваемому как геоантиклинальный и миогеосинклиальный, терригенный или терригенно-вулканогенный эквивалент эвгеосинклиального, вулканогенного докарелия. «Докарелий» выделяется также К. О. Кратцем и его учениками, но в значительно меньшем объеме.

Докарельские образования в этом представлении (s. str.) составляют фундамент карелид, относятся по возрасту к архею (радиометрический возраст 2800—2500 млн. лет) и действительно являются аналогом беломорид, либо еще более древних образований. Представлены они в основном гранито-гнейсами, выступающими или в виде ограниченных разрывами блоков (Горлов, 1967), или в ядрах куполов (в большинстве случаев развиты, вероятно, структуры переходного, между вторыми и первыми, типа). Как правило, эти выступы древнего основания претерпели в раннекарельские фазы диастрофизма интенсивную ремобилизацию и преобразование в гранитоиды различного состава — от гранодиоритов до плагиомикроклиновых гранитов.

Раннекарельский комплекс имеет раннепротерозойский или позднеархейский (см. ниже) возраст и отчетливо делится на две части, выделенные К. О. Кратцем (1958 и 1963 гг.) под названиями *лопия* и *сумия*. Типичным представителем лопия считается *гимольская железорудная серия* западной Карелии; ее аналогом являются бергаульская, парандовская, тикшеозерская, пезозерская и другие серии центральной и восточной Карелии. Гимольская серия и некоторые ее эквиваленты начинаются базальными конгломератами,

аркозами и кварцитами, несогласно лежащими на более древних гранито-гнейсах. Большую часть этих толщ составляют метаморфизованные в зеленосланцевой или амфиболитовой фации основные и, в подчиненном количестве и преимущественно в верхней части разреза, кислые (в том числе лептиты, геллефлинты) вулканиты. Многие авторы считают, что эти вулканиты образуют достаточно типичную спилито-кератофировую формацию; с ней ассоциируются и колчеданные месторождения, местами промышленного масштаба. Помимо вулканитов в составе лопия развиты различные сланцы — слюдистые, графитовые, хлоритовые, среди которых в гимольской серии залегают магнетитовые сланцы и магнетито-кварциты (джеспилиты).

Накопление лопских отложений завершилось складчатостью, метаморфизмом до средних ступеней амфиболитовой фации, гранитизацией и мигматизацией. Эта фаза диастрофизма получила название *ребольской* (К. О. Кратц); с ней связано в Карелии образование сильно сжатых, нередко до изоклинальных, складок меридионального или северо-восточного простирания. В результате интенсивного метаморфизма и гранитизации породы гимольской серии и ее аналогов в более или менее опознаваемом виде сохранились лишь в отдельных синклиналях или синклинориях, разбросанных среди обширного поля гранито-гнейсов. Ю. И. Лазарев (см. «Этапы тектонического развития...», 1973) подчеркивает преобладание в этом поле именно гнейсов биотитовых, амфиболовых; по его наблюдениям они возникли по породам гимольской серии. Тем самым им отрицается наличие в Карелии выступов более древнего фундамента, чему, однако, противоречат соотношения, наблюдаемые в подошве гимольской и тикшеозерской серий.

Ранние синкинематические гранитоиды ребольской эпохи относятся к днорит-плагногранитной формации; их образованию предшествовало внедрение тел гипербазитов. Более поздние гранитоиды той же эпохи являются уже кали-натровыми или существенно калиевыми; ими сложены плутоны с отчетливо секущими контактами.

Ребольская тектоно-магматическая эпоха (фаза) датируется в 2300—2200 млн. лет, а возраст гранитов, ее завершивших, — в 2180 млн. лет («Геохронологические рубежи...», 1972).

Верхнюю часть раннекарельского подкомплекса (и нижнего протерозоя Карельского мегаблока), по существу вполне самостоятельную в структурно-историческом отношении, составляет *сумийско-сариолийская толща*. Первоначально к этому интервалу разреза относился лишь сумий К. О. Кратца, а сариолийская грубообломочная свита рассматривалась как базальная часть верхнего карелия, т. е. объединялась с ятулием¹. В последние годы карельские геологи (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина и др.) убедительно доказали существование крупного перерыва между сариолием и ятулием и, напротив, наличие переслаивания сумийских вулканитов и сариолийских крупно- и грубообломочных образований.

Собственно сумий представляет собой толщу основных, реже кислых вулканитов — лав (главным образом диабазов и диабазовых порфиритов), агломератов, пирокластолитов, испытавших зеленосланцевый и изредка, в приразломных зонах, амфиболитовый метаморфизм. Для сариолия характерны конгломераты гранитового состава (до валунных и глыбовых), гравелиты, аркозы, алевролиты. Кроме разрезов, где наблюдается переслаивание вулканитов и кластолитов, имеются разрезы, совершенно лишённые вулканического материала, и, с другой стороны, разрезы, почти исключительно сложенные последним. Интерпретируется это таким образом (Соколов и др., 1973), что разрезы чисто сариолийского типа приурочены к склонам древних горстовых поднятий или ко внутренним депрессиям в пределах

¹ Некоторые исследователи, например М. А. Гилярова, считают, что сариолий представляет более грубую, приуроченную к поднятиям фацию ятулия.

последних, а сумийского — возникли близ центров извержений, очевидно тяготеющих к пограничным между поднятиями и впадинами разломам. Переслаивание обоих типов отложений с преобладанием относительно мелко- и тонкообломочных пород характерно для центральных частей впадин. В целом сумийско-сарнилийские образования выполняют простые или сложные линейные синклиналильные или грабен-синклиналильные структуры, обычно с одной или обеих сторон ограниченные разломами.

Очень интересную реконструкцию тектонических условий образования сумийско-сарнилийских отложений недавно предложил К. И. Хейсканен (см. Соколов и др., 1973). Он полагает, что в эту эпоху в Центральной и Северной Карелии существовали крупные сводовые поднятия, осложненные грабенами и разделенные прогибами, в которых и шло накопление сумийско-сарнилийской толщи — более грубообломочной или вулканогенной в пределах поднятий, смешанного состава и более тонкообломочной — в межсводовых прогибах. Отсюда следует, что уже к середине (если не к началу) раннего протерозоя центральная часть Карельского мегаблока достигла уже достаточно высокой степени консолидации. Эта область, в общем, близко соответствует «Ятулийскому матерiku» Х. Вярюнена (1959) и «Карельскому массиву» Л. Я. Харитонова (1955), которые, соответственно, считали фундамент массива более древним — досвекофенно-карельским. Аналогичного мнения и сейчас придерживаются финские (Simonen, 1971) и шведские (Велин, 1972) геологи, основываясь на радиометрических определениях возраста гранито-гнейсов Восточной Финляндии.

Иной тектонический режим был характерен в рассматриваемую эпоху для окраинных частей мегаблока, пограничных со смежными мегаблоками — Беломорским и Свекофенским. Здесь выделяются прогибы: Северо-Карельский и Северо-Ладожский (Саво-Ладожский, по Л. И. Салопу, протягивающийся через вершину Ботнического залива в Швецию, в провинцию Норботтен). В обоих прогибах образования нижней части нижнего протерозоя (или верхов архея) — лопия более или менее согласно сменяются отложениями верхов нижнего протерозоя — аналогов сумия, представленных в отличие от Центральной Карелии уже типично геосинклиналильными формациями.

Как в более узком (до 15—16 км) Северо- и Восточно-Карельском прогибе (его дальнейшим продолжением на восток служит синклинорий Ветреного пояса), так и в более широком Северо-Ладожском прогибе нижняя часть разреза нижнего протерозоя сложена вулканогенно-осадочными образованиями, верхняя — флишоидными терригенными. В Северо-Ладожском прогибе первая носит название сортавальской серии, вторая — ладожской. Между ними наблюдается некоторый перерыв и слабое проявление ребольской складчатости. Но основные деформации, проявленные чрезвычайно интенсивно и приведшие к изоклиналильной складчатости общего северо-западного направления с надвигами и северо-восточной вергентностью и к повторным смятиям с наложением складок разного порядка и простираения, относятся к концу раннего протерозоя — к эпохе тектоно-магматической активности, названной К. О. Кратцем *селецкой эпохой* (возраст 1950 — 1850 млн. лет). Как показали детальные структурные исследования карельских геологов (Ю. И. Лазарев и др.), эта эпоха состояла из нескольких (до четырех) отдельных фаз деформаций. Первые три фазы сопровождалась синкинематическим метаморфизмом, достигающим высоких ступеней амфиболитовой фации, а также ультраметаморфизмом, мигматизацией и гранитизацией. Возникшая в это время диорит-плагиогранитная серия Северо-Ладожской зоны датируется 1950—1900 млн. лет (Судовиков и др., 1970).

Особенностью Северо-Ладожской зоны является еще развитие небольших (10—20 км в поперечнике) гранито-гнейсовых куполов типа Сортавалы

в Карелии и Куопио в Финляндии, и именно в Приладожье этот тип структур был впервые выделен в 1949 г. П. Эскола.

Селективные деформации проявились местами и в более консолидированном массиве Центральной Карелии — Восточной Финляндии, но, как показал Ю. И. Лазарев, они носят существенно различный характер в досумийско-сариилийском фундаменте и в самих сумийско-сариилийских образованиях. Это отчасти может объясняться ремобилизацией гранитизированного субстрата последних, но может быть и следствием несколько более молодого возраста сумия—сариилия этого массива. Любопытно, что сумий—сариилий в отличие от ладожской и тикшеозерской (Северная Карелия) серий уже почти не прорваны гранитами, за исключением отдельных жил. В то же время в Северо-Ладожской зоне, кроме плагногранитной формации, имеются секущие интрузии позднекарельских калиевых гранитов с возрастом 1800—1700 млн. лет. Это еще раз подтверждает более раннюю консолидацию Карельского массива.

Наиболее верхний структурный комплекс Карельского мегаблока — верхнекарельский (карелий *s. str.*) стратиграфически принадлежит среднему протерозою и состоит из трех серий: осадочной, или осадочно-вулканогенной ятулийской, вулканогенной суйсарской и осадочной вепской.

Ятулийские образования Карелии к настоящему времени чрезвычайно детально изучены В. А. Соколовым и его сотрудниками (Соколов и др., 1970). Ими установлено, во-первых, что ятулий залегает с общим структурным несогласием на всех более древних породах, включая сариилийские и сумские (тунгудско-надвоицкие). Развитие в основании ятулия коры выветривания указывает на длительность предьятулийского перерыва. Во-вторых, выделявшиеся ранее в разрезе ятулия сегозерская и онежская серии оказались просто разными фациальными (точнее, формационными) типами, обладающими определенной структурной приуроченностью.

Сегозерский тип ятулия характеризуется «в основном гравелит-песчанистыми осадками с прослоями кварцевых конгломератов, глинистых сланцев; небольшим развитием используются карбонатные породы и в разном объеме присутствуют основные эффузивы» (Соколов и др., 1973). Отложения этого типа выполняют крупную шириной до 150 км Карельскую впадину, протягивающуюся от района южнее Сегозера на расстояние 400 км к северу по советской территории, а далее переходящую в прогиб, в широтном направлении пересекающий территорию Финляндии от оз. Панаярви до Кеми в вершине Ботнического залива. Мощность ятулия здесь достигает 2000 м, но обычно она значительно меньше (400—600 м).

Онежский тип ятулия развит в пределах Южно-Карельской впадины, охватывающей северное и западное побережье и северо-западную акваторию Онежского озера и расположенной, таким образом, в юго-восточной части Балтийского щита. Онежский тип ятулия отличается меньшей мощностью (максимум до 1000 м) и нередко неполнотой разреза, начинающегося на ряде участков непосредственно среднеятулийскими, а местами и верхнеятулийскими отложениями. В основании ятулия онежского типа залегают континентальные обломочные породы, выше преобладают карбонатные породы (доломиты и др., со строматолитами), а для самых верхов разреза характерны знаменитые шунгиты. В районе самого Онежского озера ятулий согласно перекрывается суйсарской серией основных вулканитов (пикритовых базальтов и др.), с которой связаны пластовые интрузии габбро-перидотитов. Последние наиболее широко развиты на крайнем востоке Балтийского щита, в районе Ветреного пояса, в пограничной с беломоридами зоне, что, возможно, имеет определенное тектоническое значение (Новикова, 1971). В районе Петрозаводска суйсарская серия также в общем согласно уходит под осадочные отложения вепсия — карельноборскую (петрозаводскую) и шокшинскую свиту, слагающие юго-западное

побережье Онежского озера и наиболее глубокую часть всей Онежской депрессии. С запада эта депрессия ограничена разломом, к которому приурочены центры излияния суйсарских лав.

Лежащие за пределами этих двух впадин участки Карельского мегаблока или совершенно лишены покрова ятулийских и вообще верхнекарельских (собственно карельских) отложений или характеризуются спорадическим распространением и очень небольшой мощностью слагающих их континентальных осадков или основных лав. Наиболее крупными из таких выступов дютулийских образований являются Восточно-Финляндский, Северо- и Южно-Онежские блоки.

Среди складчатых структур ятулийского комплекса наблюдается абсолютное преобладание синклиналей, принадлежащих к двум типам (Соколов и др., 1973). Первый тип — не нарушенные разломами пологие брахиформные мульды, с плоским дном и крыльями, наклоненными под углом $15-30^\circ$. Длина этих синклиналей до $20-30$ км. Они нередко осложнены и разделены на более мелкие брахисинклинали небольшими, узкими и крутыми антиклиналями, явно связанными с разломами и часто выводящими на поверхность дютулийские породы. Второй тип синклиналей ятулия — узкие ($1-3$ км), но протяженные (до $30-50$ км) и глубокие складки, обычно асимметричные (пологие крылья с наклоном $15-20^\circ$, крутые — $60-80^\circ$, иногда опрокинутые), осложненные разломами. Последние местами полностью срезают крутые крылья, и тогда синклинали превращаются в моноклинали или односторонние грабены.

Оба типа складок ятулия, несомненно, как отмечают В. А. Соколов и его коллеги, связаны с блоковыми деформациями фундамента и, следовательно, относятся к категории отраженных складок. При этом первый тип соответствует надблоковой, второй — надразломной или приразломной разновидности этих структурных форм. Развитие складок происходило конседиментационно, но неравномерно во времени и с постепенным изменением структурного плана — от северо-северо-западного субмеридионального в начале ятулия до преобладающе субширотного на юге в конце ятулия и в суйсарское время.

Ятулийские и суйсарские отложения по большинству своих признаков — олигомиктовый, кварцевый состав конгломератов и песчаников, малая мощность, состав исходной магмы вулканитов и интрузивных тел, характер тектонических деформаций, слабый метаморфизм — являются скорее всего образованиями начальной стадии платформенной консолидации центральной части Карельского мегаблока, как их и трактуют В. А. Соколов и его соавторы, т. е. протоплатформенными, а не орогенными образованиями, как нередко еще высказывается в литературе. В качестве карельской молассы мог бы рассматриваться сариолий, причем сумские (тунгудско-надвонцкие) вулканиты уже носят черты проявлений финального, а отнюдь не субсеквентного вулканизма. Что касается вепсия, то его платформенная природа уже не вызывает сомнений.

Среднепротерозойская стадия развития Карельского мегаблока закончилась внедрением пластово-секущих интрузий габбро-диабазов и долеритов с возрастом до 1650 млн. лет, пересекающих в юго-западном Прионежье и породы вепсия. В юго-восточной части Северо-Ладожской зоны, близ границы Карельского и Свеккофеннского мегаблоков, примерно в это же время возникли крупные интрузии гранитов рапакиви — Выборгская и Салминская. Последняя на северо-восточном побережье Ладожского озера перекрывается обломочной (конгломераты, гравелиты, песчаники и пр.), с основными эффузивами и туфами салминской свитой низов верхнего протерозоя, которая одна в Карелии и может считаться настоящим ютнием — аналогом шведского (ранее к ютнию относили и те отложения, которые именуется вепсием). Салминская свита известна и на противополож-

ном берегу Ладожского озера; в южной половине последнего она скрывается под осадочным чехлом Русской плиты, но, по данным бурения, выполняет крупную и плоскую Пишскую впадину (Гарбар, 1970).

Все сказанное до сих пор о Карельском мегаблоке относилось в основном к его части, находящейся на территории СССР, в настоящее время более детально изученной. Сопоставления с финской и шведской частями мегаблока пока остаются провизорными. Относящаяся к Восточной Финляндии и достигающая в районе Кеми Ботнического залива часть мегаблока, по данным финских исследователей, сложена в основном докарельскими ортогнейсами; непосредственно на них резко несогласно залегают платформенные, по определению самих финских геологов (Simonen, 1971), сариолийско-ятулийские образования, получающие наиболее широкое развитие севернее, западнее и юго-западнее (продолжение Северо-Ладожской зоны) этого древнего массива. Местами между сариолием—ятулием и гнейсовым основанием вклиниваются аналоги гимольской серии Западной Карелии. Выше ятулия финские геологи выделяют еще *калевий*, сложенный филлитами и слюдястыми сланцами, и, наконец, «формацию» Кумпу, состоящую из метааркозов и конгломератов. Впрочем, стратиграфическое положение «формации» Кумпу вверху этого разреза является опорным (Салоп, 1971).

В Северной Швеции, в провинции Норботтен, довольно широко развиты разнофациальные аналоги ятулия, выделяемые под местными названиями, но отличающиеся в целом тем же обломочно-вулканогенным составом, слабым метаморфизмом и небольшой мощностью. Однако в отличие от Карельского массива, они здесь прорваны гранитами с возрастом 1880—1785 млн. лет. В зоне перехода к свекофеннидам эти образования несогласно перекрывают метавулканическую, спилито-кератофирового типа серию Кируна-Арвидсьяур, с наиболее кислыми породами которой связаны известные магнетитовые месторождения. Отсюда, видимо, в свое время и возникло представление о том, что карелиды моложе свекофеннид. Мы увидим сейчас, что дело обстоит гораздо сложнее.

Свекофеннский мегаблок. Этот мегаблок занимает центральное положение в Балтийском щите и является самым крупным и своеобразным. По мнению большинства исследователей, граница Карельского и Свекофеннского мегаблоков может быть намечена лишь условно, причем Северо-Ладожская (Саво-Ладожская) зона играет роль переходной между ними зоны. Лишь Л. И. Салоп (1971) высказал мнение, что «Саво-Ладожская зона граничит со свекофеннской областью вдоль крупных разрывных нарушений, во многих случаях использованных интрузиями гранитов». Недавно это мнение получило поддержку со стороны Дж. Уотсон, которая в своем докладе на Собрании Европейских геологических обществ (сентябрь 1975 г.) отметила, что Балтийский щит вдоль данной границы пересекается важнейшим линеamentом северо-западного простирания, к которому в Швеции и Финляндии приурочена основная минерализация.

Свекофеннский мегаблок отличается от Карельского рядом существенных признаков, главными из которых являются следующие.

Прежде всего здесь исчезает с поверхности древний архейский гранито-гнейсовый фундамент (за возможным исключением юга Финляндии). Возможно, что он просто погружен на большую глубину, как полагает Л. И. Салоп (1971), и подвергся тотальному анатексису, как думает М. В. Муратов (1973), но нельзя считать исключенным и предположение о заложении Свекофеннского прогиба непосредственно на коре океанического типа. Именно такое предположение было высказано, в частности, Дж. Уотсон и подтверждается другими особенностями Свекофеннского блока.

Вторая важнейшая особенность Свекофеннской зоны состоит в том, что весь разрез нижнего и среднего протерозоя, включая аналоги верхнего

или собственно карелия, т. е. ятулия—суйсария, и, возможно, вепсия, представлен здесь типично геосинклинальными образованиями, целиком вовлеченными в интенсивнейшую складчатость и претерпевшими глубокий метаморфизм, как правило, амфиболитовой фации. Хотя в этом разрезе, несомненно, представлены аналоги ятулия—калевия, а также сумия и лопия, в целом он представляется практически непрерывным, т. е. развитие Свекофеннской зоны носило в общем унаследованный характер. Тем не менее весьма вероятно, что в дальнейшем в этом разрезе, по крайней мере на отдельных участках, будут обнаружены перерывы и несогласия. Их признаки улавливаются по присутствию конгломератов и брекчий с обломками интрузивных пород, по резким изменениям степени метаморфизма и др., на что справедливо обратил внимание Л. И. Салоп (1971). Очень возможно, что старое деление на слабометаморфизованный ботний и сильнометаморфизованный (гнейсы) свионий, которое теперь рассматривается скандинавскими геологами как выражение разной интенсивности метаморфизма разновозрастных отложений, имеет, пусть и не повсеместно, известный стратиграфический смысл.

Третьей особенностью свекофеннид является весьма существенная роль в разрезе различных метавулканитов (включая туфы), как основных, близких к спилитам, так и кислых (так называемые лептиты и геллефлинты). Принадлежность этих вулканитов к спилито-кератофировой формации достаточно очевидна¹. Среди осадочных пород обращает на себя внимание широкое распространение и большая мощность граувакк, особенно в верхах разреза. Общая (видимая) мощность отложений местами (например, в районе Тампере) превышает 8—10 км. Все это придает разрезу Свекофеннской зоны облик, типичный для эвгеосинклиналей, и большинство современных исследователей как наших, так и скандинавских, именно так рассматривают эту зону. Однако при этом нельзя присоединиться ко взгляду на смежную зону карелид как на миогеосинклиналь, учитывая широкое развитие в ней вулканитов и другие особенности. Вместе с тем нет достаточных оснований считать, что раннепротерозойская геосинклиналь развивалась здесь на океанической коре, как полагает А. С. Новикова (1971).

Четвертое, что характерно для Свекофеннского мегаблока, — это широчайшее развитие гранитов, т. е. высокая степень гранитизации. Некоторые плутоны гранитоидов имеют огромные размеры, например Центрально-Финляндский 250 км в поперечнике. Свекофеннские граниты имеют возрастной диапазон от 1900 до 1500 млн. лет и принадлежат, по крайней мере, двум генерациям (Велин, 1972) — более ранней, синхронной позднекарельской складчатости и региональному метаморфизму (1880—1785 млн. лет), и более поздней (1725—1535 млн. лет), отвечающей уже времени перехода от орогенного к платформенному этапу развития.

Наконец, очень своеобразна складчатая структура Свекофеннского мегаблока, характеризующаяся петлеобразным рисунком, с дугами, выпуклыми то к востоку, то к западу, с преобладанием субширотных простираний на юге и субмеридиональных на севере. Как подметил Л. И. Салоп, эта сложность структурного плана определяется широким развитием крупных гранитных плутонов (особенно Центрально-Финляндского), рассматриваемых им, как и М. В. Муратовым, в качестве продуктов реоморфизма древнего гранито-гнейсового основания. В сохранившихся между гранитными плутонами «поясах» осадочно-вулканогенных пород наблюдается весьма напряженная, обычно изоклиная складчатость, складки группируются в синклинии и реже антиклинии (Кратц, 1963).

¹ Л. И. Салоп выделяет здесь в составе этой формации особую джеспилито-лептитовую субформацию.

В целом Свекофеннский мегаблок вырисовывается как область наиболее интенсивного и наиболее длительного проявления геосинклинального процесса в раннем и среднем протерозое. Его никак нельзя считать для этого времени срединным массивом, как это предполагает М. В. Муратов (1973).

По окончании геосинклинальной стадии развития, в начале позднего протерозоя центральная часть мегаблока испытала поднятие, а вдоль западной и отчасти южной и юго-восточной его периферии возникли разломы и произошли относительные опускания и извержения кислой палингенной магмы. Это привело к образованию толщи так называемого субиотния на западе Центральной Швеции, состоящего в основном из порфириров среднего состава, кварцевых порфириров и игнимбринов (так называемые Дала-порфиры), подстилаемых и переслаиваемых конгломератами из гальки свекофенских пород. Общая мощность субиотния в классическом для него районе составляет 2000 м. Он выполняет здесь крупную и плоскую мульду Малуна-Идре, несогласно перекрываясь *ютомием*, или Дала-песчаниками (кварцито-песчаниками)¹ мощностью также порядка 2000 м, с силлами диабазов и долеритов (Богданов, 1967; Гейер, 1967). Аналоги субиотния, и в том числе Дала-порфириров, широко распространены и на севере Швеции, в Норботтене; это известные порфиры Кируна, Дуобблон, формация Вакко и т. д.

Более или менее одновременны вулканитам субиотния крупные гранитные плутоны Смоланда, Сорселе, Лина (более молодая часть); их радиометрический возраст от 1745 (Смоланд) до 1535 млн. лет. К этой же эпохе относится образование округлых плутонов типичных гранитов рапакиви (1650 млн. лет), известных, кроме района Выборга, на Аландских островах и на севере Центральной Швеции.

Все эти образования большинство шведских геологов (Гейер, 1967; Magnusson, 1965; Lundegardh, 1971) относят уже к готскому циклу, датируя начало последнего в 1750 млн. лет. Однако Э. Велин (1972) считает их завершающими свекофенно-карельский цикл, что в известной мере представляется справедливым, поскольку становление этих гранитоидов и вулканитов практически непосредственно продолжает более ранний синкинематический магматизм.

Свекофеннский мегаблок на юго-востоке, на Карельском перешейке уходит под осадочный чехол Русской плиты; далее его граница вплоть до крайнего юга Швеции скрыта под водами Балтийского моря, но также скорее всего носит характер плавного погружения. Совершенно иначе выражено западное ограничение мегаблока в Южной Швеции — оно определяется крупной зоной дробления и сланцеватости меридионального, с некоторыми изгибами направления, проходящей между озерами Венерн и Веттерн. К этому разлому с востока примыкает своеобразная зона, пограничная между Свекофенским и Южно-Скандинавским, или Свеконорвежским, мегаблоками и известная как *з о н а г о т и д*. К ней относятся гранитные массивы Смоланда, Филипштадта, Карлсхамны, а также некоторые сохранившиеся между ними останцы обломочных толщ.

В составе этих толщ (Вестервик, Ветланд, Вестана) преобладают кварциты (кварцито-песчаники), с которыми переслаиваются кварцевые конгломераты, слюдястые сланцы и местами вулканиты дацитового состава. По своему формационному характеру эти отложения очень похожи на субиотний и поэтому считались постсвекофенскими и выделялись в особый, более молодой, готский комплекс. Однако поскольку возраст прорывающих их гранитов Смоланд ныне надежно (Rb/Sr метод — Welin, 1966) установлен в 1740—1745 млн. лет и, таким образом, оказался соответствующим заключительной эпохе карельского тектогенеза, рассматриваемые отложения скорее должны считаться аналогами верхнего или собственно карелия.

¹ В Норвегии они называются песчаниками Трюсиль.

Тем самым, формальные основания для выделения самостоятельного готского цикла (Magnusson, 1965), казалось бы, отпали (Палей, 1963; Салоп, 1971). Но потребность в наименовании этапа развития Балтийского щита в интервале между окончанием Svecofennian этапа (1750 млн. лет) и началом дальсландского сохраняется, хотя этот этап большинство как шведских (кроме Н. Магнусона), так и советских (кроме Н. П. Семененко) геологов рассматривают как негеосинклиальный. Наиболее подходящим наименованием остается готский этап, типом осадочно-магматических образований первой половины которого является позднеорогенная или даже постумно-орогенная вулканоплутоническая и молассоидная ассоциация субиотния и связанных с ним гранитоидов. Второй половине этапа отвечает накопление уже чисто платформенных образований иотния и связанных с ним основных вулканитов и субвулканических интрузивов, по существу уже траппового и вместе с тем финального характера. Верхняя граница готского этапа может быть не очень уверенно проведена на уровне 1350—1300 млн. лет (см. довольно противоречивые рассуждения в статье Lundegardh, 1971).

В южной части Готской зоны, в районе оз. Венерн сохранился еще синклинальный останец верхнерифейско-вендской серии Висингсе — единственный во внутренней области щита.

Южно-Скандинавский, или Свеконорвежский, мегаблок. Этот мегаблок занимает самую юго-западную часть Балтийского щита, охватывающую Юго-Западную Швецию и Южную Норвегию. Его восточной границей служит зона разлома Гета-Эльв, юго-западной — продолжение линии Тейсейра — Торнквиста, а на севере породы мегаблока скрываются под тектоническими покровами Скандинавских каледонид. Мегаблок рассечен надвое возникшим в перми грабеном Осло.

По своей истории Южно-Скандинавский мегаблок резко отличается от смежного Свекофеннского и остальных частей Балтийского щита. Прежде всего здесь вновь на значительных площадях выступает древнейший архейский фундамент. На востоке, в Юго-Западной Швеции, он слагает меридионально вытянутый горст так называемых доготских гнейсов, пересекающий оз. Венерн. Разлом, отделяющий этот горст от «восточногоготских» (в действительности позднесвекофеннских и, точнее, позднекарельских) гранитов Смоланда—Филипштадта, сопровождается с запада полосой мелких, но густо расположенных интрузий оливиновых габбро-диабазов, так называемых гиперитов. Радиометрический (К/Аг) возраст последних определен в 1090—920 млн. лет (Lundegardh, 1971), т. е. отвечает дальсландской (гренильской) тектоно-магматической эпохе.

Происхождение и возраст самих вмещающих эти диабазы «доготских» гнейсов остаются не установленными. На северо-западном побережье оз. Венерн в них вложена пологая синклираль, выполненная серией Омоль. Серия эта образована метавулканитами кислого и среднего состава, а также кварцитами и конгломератами и прорывается так называемыми западноготскими гранитами. Последние слагают широкую полосу западнее оз. Венерн, на юге достигающую побережья южнее Гётеборга, на севере уходящую в Норвегию. Точный возраст серии Омоль не установлен, по составу ее можно параллелизовать либо с субиотнием, либо с «готскими», но фактически, как мы видели выше, верхнекарельскими отложениями серий Вестервик и других серий Готской зоны. Последнее более вероятно, так как с субиотнием скорее сопоставляется более молодой дальсландский комплекс, слагающий узкий синклинорий на западном побережье оз. Венерн, к востоку от поля развития серии Омоль¹.

¹ Некоторые наши исследователи считают серию Омоль и дальсландий разновозрастными (Палей, 1963; Салоп, 1971). Но этому противоречит, например, совершенно категорическое утверждение П. Гейера (1967): «К западу от юго-западной части оз. Венерн породы серии Омоль перекрыты с большим несогласием постархейской дальсландской толщай».

Комплекс этот состоит из двух серий, разделенных «умеренным» (Гейер, 1967) несогласием. Нижняя серия Каппебо представлена конгломератами, граувакками и кварцито-песчаниками; в ее нижней части имеются покровы риолитов (кварцевых порфиров). Верхняя серия Даль (или собственно дальсландий) начинается аркозами и конгломератами и состоит выше из кварцито-песчаников, филлитов и аспидных сланцев; имеются три покрова основных метавулканитов; общая мощность достигает 1900 м. Представляется вероятным, особенно по составу эффузивов, что серия Каппебо соответствует субиотнию, серия Даль — иотнию. Весьма примечательно, что дальсландский комплекс испытал региональный метаморфизм зеленосланцевой фации и интенсивную складчатость; местами нормально несогласно подстилающие дальсландий «готские» (позднекарельские) граниты на него полого надвинуты (Богданов, 1967). Преобладает восточная вергентность. Кроме того, отложения дальсландия прорваны дайками пегматитов и аплитов, которые связаны с небольшими штоками гранитов Бохус.

Сами граниты Бохус слагают крупный плутон типа лакколита, простирающийся вдоль шведского побережья Скагеррака к востоку от Гётеборга и почти до устья Осло-фьорда уже в Норвегии¹. Они интродуцируют осадочно-вулканогенную серию Стура Лё-Марстранд, испытавшую интенсивный метаморфизм и имеющую скорее всего достаточно древний, средне-, а вероятнее, раннепротерозойский возраст. Радиометрический возраст гранитов Бохус — 1010—930 млн. лет; с ним обычно отождествляется и возраст «дальсландской складчатости», или «свеконорвежской регенерации» (Н. Магнуссон). Последнее определение, вероятно, точнее, ибо, поскольку дальсландий, видимо, является аналогом субиотния—иотния, т. е. по широко принятой у нас (хотя и не безупречной) терминологии, нижнего рифея, его деформация могла произойти значительно раньше, скорее на уровне 1300—1400 млн. лет, в «готскую» тектоно-магматическую эпоху, тем более, что граниты Бохус по характеру своего залегания являются скорее пост-, чем синкинематическими, как уже отметил Л. И. Салоп (1971). Если все это так, то создается парадоксальное, но увы, не столь уже редкое в геологии положение — «готская складчатость» в типоморфном для нее районе оказывается позднекарельской, а «дальсландская» — готской. Перед лицом подобной ситуации было бы тем не менее опрометчивым отказаться от этих терминов в их первоначальном смысле — ведь всякие термины являются, в конце концов, лишь условными ярлыками.

В общем Шведско-Норвежский блок имеет очень сложное строение и историю — его древний, вероятно архейский, гнейсовый фундамент с реликтами нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций (серия Стура Лё-Марстранд), испытавших раннекарельские деформации и метаморфизм, и с чехлом среднепротерозойской серии Омоль и прорывающими ее позднекарельскими «готскими» гранитами — продуктом ремобилизации древнего основания был частично регенерирован в начале позднего протерозоя с отложением дальсландского комплекса и дважды (?), в «готскую» (1350 млн. лет) и «дальсландскую» (1000 млн. лет) эпохи, подвергся деформациям и метаморфизму, завершившимися становлением гранитного комплекса Бохус—Эстфолл.

Сходные или даже более сложные структуры и историю обнаруживает расположенный по другую сторону грабена Осло Южно-Норвежский блок (Барт, Рейтан, 1967; Holtedahl, 1960). Древнее основание здесь представлено гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами, среди которых встречаются «недогранитизированные» реликты кварцитов, мраморов, слюдяных сланцев, метавулканитов основного и среднего состава, т. е. первичных терригенных, карбонатных и вулканогенных пород неизвестного, но скорее всего ранне-

¹ Здесь их называют гранитами Эстфолл.

докембрийского возраста. Фация метаморфизма амфиболитовая, но на юго-западе, в Ругаланне близ анортозитового массива повышается до гранулитовой. Полиметаморфический характер этого комплекса и многофазность его деформаций совершенно очевидны и доказаны бельгийским геологом П. Мишо (Michot, 1966) в районе Ругаланна.

В центральной части блока, на плато Телемарк, комплекс основания резко несогласно перекрывается выполняющими сложную синклиналь относительно слабо метаморфизованными и гранитизированными супракрустальными образованиями, которые подразделяются на три серии («группы»). Нижняя из них, серия Рьюкан состоит из кислых лав и игнимбритов в нижней части и основных лав, туфов, биотитовых сланцев, метааркозов и кварцитов в верхней. Породы серии метаморфизованы в зеленосланцевой фации; подстилающие их гранито-гнейсы подверглись ремобилизации и местами интродуцируют серию Рьюкан, нижние члены которой (кислые лавы) испытали гранитизацию.

Несогласно на серии Рьюкан залегает серия Сельюр, в основном сложенная кварцитами с отдельными пачками конгломератов (близ основания), аспидных сланцев и филлитов. На серию Сельюр в свою очередь несогласно ложится серия Бандак, образованная кислыми и основными лавами, кварцитами, конгломератами и сланцами; в ее верхней части имеются прослои известняков с водорослевыми остатками типа *Osagia*. Общая мощность всего осадочно-вулканогенного комплекса Телемарк около 4000 м. Серии Сельюр и Бандак метаморфизованы значительно слабее серии Рьюкан и прорваны небольшими штоками гранитов.

Л. И. Салоп (1971) считает, что серия Рьюкан является аналогом карелия (верхнего, т. е. ятулия), а серии Сельюр и Бандак — дальсландия. Это, конечно, вполне возможно, но учитывая общую тенденцию повышения метаморфизма к западу, нельзя исключить и несколько иную параллелизацию: Рьюкан — субиотнию, Сельюр — иотнию, т. е. нижнему рифею, а Бандак — среднему рифею. Так или иначе, верхний предел возраста и деформации этих толщ в данном блоке определяются внедрением гранитных плутонов Арендала и др., аналогичных и одновозрастных гранитам Бохус—Эстфолл. В южной части блока на побережье в районе Конгсберг—Бамле известны и «гипериты», здесь никеленосные. Расположенный на юго-западе блока более крупный массив анортозитов Ругаланна, послуживший объектом многолетних исследований П. Мишо (Michot, 1966), вероятно, имеет близкий или несколько более древний возраст, чем граниты Арендала.

В целом Южно-Скандинавский мегаблок по общему характеру своего строения и сложной истории, свидетельствующей о длительном сохранении или неоднократном возобновлении подвижности, по глубокой ремобилизации древнего основания и, наконец, по возрасту последней эпохи высокой эндогенной активности (около 1000 млн. лет) обнаруживает большое сходство с Гренвильским поясом Северной Америки и отчасти с Ливийско-Нигерийским и Мозамбикским поясами Африки (в последних известна и более поздняя активность). Свеконоргиды первоначально могли входить в Гренвильский (Протоатлантический) пояс, образуя его восточную окраину; их единство подчеркивается и характерными плутонами анортозитов. С другой стороны, прослеживание Свеконоргид к югу по постумным деформациям фанерозойского чехла приводит к установлению их связи с Ливийско-Нигерийским поясом Африки, что дало (Хаин, 1969) основание объединить их в *Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижный пояс* (еще раньше Г. Штилле выделил Норгидо-Бразильский пояс, учитывая его южноамериканское продолжение).

Совершенно особое место в структуре Южно-Скандинавского мегаблока занимает возникший в пермский период субмеридиональный грабен Осло, протягивающийся на 220 км от фронта каледонид в районе оз. Мьеса до

пролива Скагеррак. На дне этого грабена сохранились кембро-силурийские отложения платформенного чехла, но повышенной мощности, на большей части Балтийского щита удаленные денудацией. В северной части грабена, близ каледонского фронта, они подверглись значительному смятию. Но основное выполнение грабена составляют нижнепермские образования, начинающиеся континентальными красноцветами, но главным образом представляющие классическую щелочную вулканоплутоническую (субвулканическую) ассоциацию. Ее эффузивные члены (лавы, агломераты) представлены порфиритами щелочно-базальтового состава (излившиеся аналоги эссекситов), знаменитыми «ромбенпорфирами», фельзитпорфирами и др. Среди глубинных пород, заполняющих кальдеры, преобладают ларвикиты (сиениты, иногда с нефелином), нордмаркиты (кварцевые сиениты), биотитовые граниты, эгириновые граниты (экериты), нефелиновые сиениты, эссекситы и пр. Мощность осадочно-вулканогенных пород возрастает к югу (в противоположность мощности кембро-силура).

Грабену Осло в гравитационном поле соответствует крупная положительная аномалия, на которую наложены более мелкие как положительные, так и отрицательные аномалии. Интерпретация этой же картины (Ramberg a. Smitson, 1971) привела к модели, предусматривающей общее утонение коры под грабеном (до 30 км) и присутствие в ее основании мощного слоя габбро, который рассматривается как застывший магматический очаг, породивший пермскую вулканоплутоническую ассоциацию.

На крайнем юге Норвегии (у Фёна) и севере Швеции (у Альнё) известны еще интрузивные тела карбонатитов (фенитов, альнеитов), более древние, чем серия грабена Осло, и, вероятно, позднебайкальские.

Некоторые выводы. Таковы основные данные о строении Балтийского щита. Как мы видели, каждый из выделенных в его составе пяти основных мегаблоков обладает своим разрезом и возрастными рамками докембрия; отличаются они и по мощности коры (Геология и глубинное строение..., 1968), которая минимальна в пределах Беломорского мегаблока (30 км) и Мурманского блока Кольского мегаблока и максимальна в пределах Карельского и Свекофеннского мегаблоков (до 40 км и более). Лкбопытно, что вдоль всех границ мегаблоков выделяются переходные, шовные зоны особенно сложного строения: Имандра-Варзугская на границе Кольского и Беломорского мегаблоков, Северо- и Восточно-Карельская с продолжением в Ветреный пояс — на границе Беломорского и Карельского, Саво-Ладожская — между Карельским и Свекофеннским и, наконец, Готская — между Свекофеннским и Южно-Скандинавским мегаблоками.

Вместе с тем определенные комплексы, единые не столько, быть может в возрастном, сколько в формационном отношении, могут быть выделены в пределах нескольких мегаблоков, если не всего щита (рис. 4). Наиболее древним из этих комплексов является базальный для всех мегаблоков, за исключением Свекофеннского, гнейсовый комплекс. В Кольском мегаблоке он датируется, по крайней мере, частично нижним археем или даже катархеем, в Беломорском и Карельском — верхним археем, в Южно-Скандинавском не может быть точно датирован вследствие явно более молодой, готско-дальсандской переработки. Скорее всего мы имеем дело везде с одновозрастным и очень древним (старше 3000 и даже 3300 млн. лет) комплексом, претерпевшим метаморфизм гранулитовой фации уже в раннем архее, а в конце позднего архея пережившим диафорез амфиболитовой фации и интенсивную гранитизацию. Сохраняется некоторая возможность, что в Центрально-Карельском блоке гранито-гнейсовый «докарелий» несколько моложе, чем в остальных блоках, но все же это маловероятно.

Следующее место занимает геосинклинальный осадочно-вулканогенный, интенсивно деформированный, глубокометаморфизованный и гранитизированный комплекс, отвечающий лопию Карельского мегаблока, ботнию,

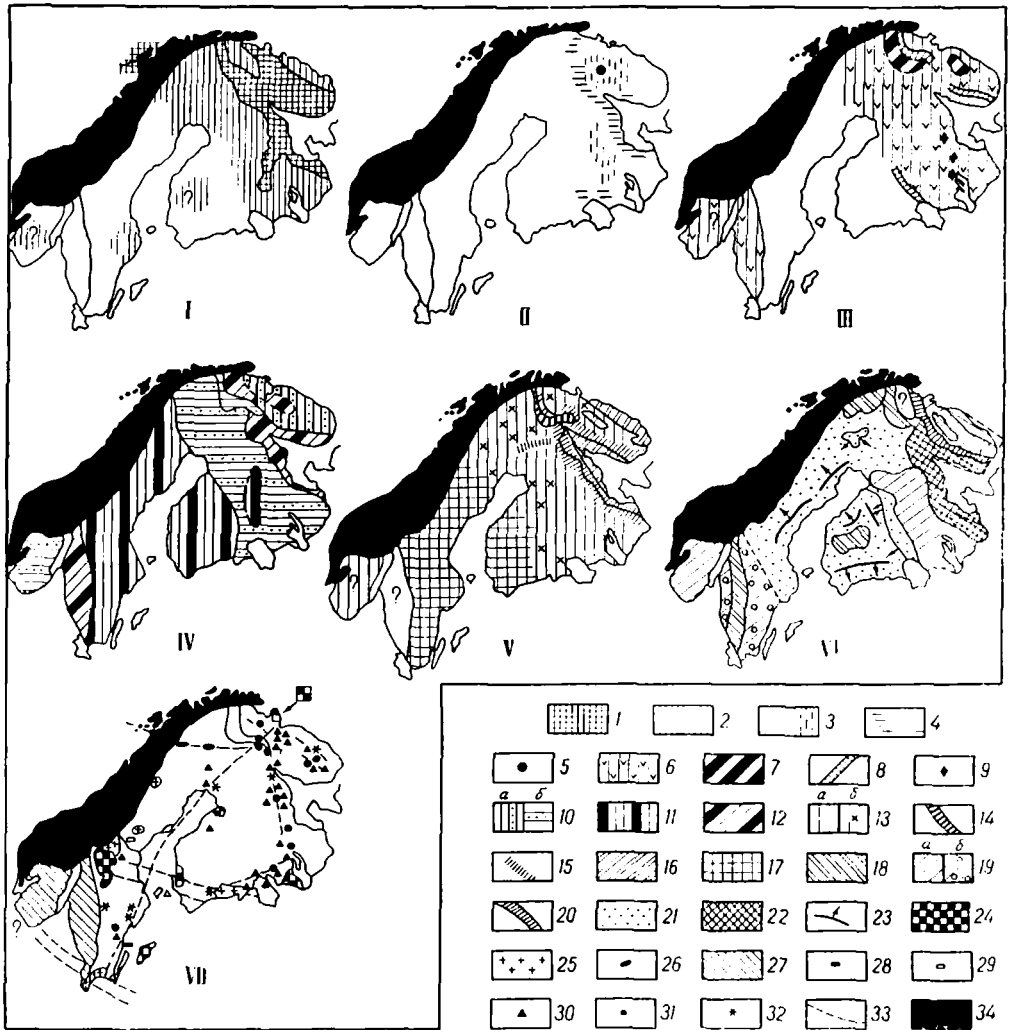


РИС. 4. Строение Балтийского щита на разных этапах его развития (Геохронологические рубежи ..., 1972).

Блоки с различным возрастом континентальной коры (млн. лет): I — >3000 , II — $3000-2800$, III — 2700 ± 100 , IV — $2500-2150$, V — $2100-1900$, VI — $(1800-1750) + 50$, VII — $1700-1000$. Преимущественное развитие: 1 — супракраustальные породы, 2 — гранитоиды; стабилизированные площади: 3 — документированные, 4 — предполагаемые, 5 — положение интрузии Мончи; площади вторичной активизации: 6 — затронутые, 7 — предположительно незатронутые; 8 — зоны с гнейсо-гранитами с возрастом 2500 млн. лет; 9 — интрузивные граниты с возрастом 2500 млн. лет; 10 — области геосинклинального типа развития (спилито-диабазовая и спилито-кератофировая формации); а — преимущественно породы фундамента, б — чередование линейных зон, сложенных породами этих формаций и приподнятых глыб фундамента; 11 — области геантиклинального типа развития (лептито-сланцево-порфировых формаций и интенсивного гранитообразования); 12 — приподнятые (стабильные) области (типа срединных массивов); 13 — площади развития вулканогенных формаций (сумский отдел Карелии и Кольского полуострова); а — андезито-дацитовой, диабазовой, спилито-диабазовой, б — то же, но с широко развитым кислым магматизмом; 14 — зона наложенного метаморфизма гранулитовой фации умеренных давлений с возрастом 1950 ± 50 млн. лет; 15 — то же, амфиболитовой фации высоких давлений с возрастом 1900 ± 50 млн. лет; 16 — блоки, не затронутые переработкой этого времени; 17 — площади развития песчано-глинистых формаций и интенсивного кислого магматизма; 18 — области, максимально стабильные, 19 — орогенные зоны, наименее мобильные: а — кварцито-диабазовые формации, б — порфировые формации, гранитоиды; 20 — более мобильные орогенные зоны с преобладанием основных вулканитов; 21 — максимально мобильные орогенные зоны (в глубоких сечениях — зональный метаморфизм низких давлений, гранитоиды); 22 — зоны вторичной переработки; 23 — простирание изоград метаморфизма, стрелка — направление усиления метаморфизма; 24 — платформенные супракраustальные серны; 25 — граниты рапакиви; 26 — интрузии с возрастом $1500-1450$ млн. лет; 27 — области вторичной тектоно-магматической активизации с возрастом $900-1000$ млн. лет; 28 — пегматиты с возрастом 1500 млн. лет; 29 — пегматиты с возрастом 1380 млн. лет. К/Ag датировки в древних породах: 30 — $1700-1600$ (по амфиболу) и $1600-1500$ млн. лет (по биотиту); 31 — $1600-1450$ (по амфиболу) и $1500-1400$ млн. лет (по биотиту); 32 — $1450-1200$ (по амфиболу) и $1400-1200$ млн. лет (по биотиту); 33 — зоны активизации с возрастом $1700-1300$ млн. лет; 34 — каледониды

карелию (верхнему) Саво-Ладожской зоны и Свекофеннского мегаблока и представленный, возможно, серией Стура Лё-Марстранд в Южно-Скандинавском мегаблоке. Накопление этого комплекса могло начаться уже в позднем архее, продолжившись в раннем протерозое, а начало его деформаций относится к ребольской фазе, 2300—2200 млн. лет. Верхняя граница этого комплекса проходит на наиболее высоком уровне в Свекофенском мегаблоке, где дольше всего, до рубежа 1750 млн. лет, сохранялся активный геосинклинальный (эвгеосинклинальный) режим, в то время как в соседних мегаблоках уже наступила заметная стабилизация. Саво-Ладожская зона носит уже скорее черты миогеосинклинали. Характерно, что вергентность в этой зоне, а также в Карельском мегаблоке, вплоть до его границы с Беломоридами, имеет северо-восточное направление, т. е. центробежное по отношению к Свекофеннской области.

Третий комплекс, переходный от орогенного к раннеплатформенному, имеет в основном среднепротерозойский возраст и включает печенгскую и имандра-варзугскую серии Кольского мегаблока, сариолий — ятулий — суйсарий, т. е. «верхний» карелий Карельского мегаблока и так называемые готские супракрустальные образования Готской зоны и Южно-Скандинавского мегаблока. Накопление этого комплекса завершилось позднекарельской (селецкой) эпохой тектонических деформаций, метаморфизма и магматизма, которая носила характер настоящей геосинклинальной складчатости со всеми сопутствующими явлениями лишь в Свекофеннской области и в Саво-Ладожской зоне и выразилась в общей активизации и радиометрическом омоложении пород в остальных, ранее стабилизированных мегаблоках, в частности Кольском и Беломорском.

На следующем этапе, отвечающем интервалу 1750—1350 млн. лет (ранний рифей), Кольский, Беломорский и Карельский мегаблоки сохраняют приподнятое положение и спокойный тектонический режим. В Свекофенском мегаблоке и особенно Готской зоне и Южно-Скандинавском мегаблоке в начале этого этапа, т. е. в хогландии А. А. Полканова¹, сохраняется значительная тектоно-магматическая активность, выразившаяся в образовании позднесубсеквентной вулканоплутонической ассоциации кислых вулканитов, гнигмбритов, гранитов рапакиви и родственных им, а также молассоидов субиотния и его аналогов. Во вторую половину этапа, т. е. после образования рапакиви, Свекофеннский мегаблок вступает вслед за более северо-восточными районами щита в собственно платформенную стадию развития, свидетелем которой является накопление песчаников иотния. В то же время в Южно-Скандинавском мегаблоке наблюдается частичная регенерация погружений с образованием близких, хотя далеко и не тождественных геосинклинальных серий Даль и Сельюр. Далее последовали движения готской тектоно-магматической эпохи, приведшие к довольно интенсивной складчатости этих образований и, в интервале 1350—1000 млн. лет (средний рифей) период сохранения тектонической активности и «высокого стояния» Южно-Скандинавского мегаблока, завершившийся поднятиями, деформациями и внедрением гранитов комплекса Бохус-Арендаль в дальсландскую тектоно-магматическую эпоху. Вслед за этим Южно-Скандинавский мегаблок сливается с остальной частью щита, вступившей в фазу преобладания поднятий.

Окончательное обособление Балтийского щита как самостоятельной и в основном позитивной структурной единицы относится к позднему рифею и венду. Именно в это время на северо-западе Скандинавии произошло заложение геосинклинальной системы, из которой в девоне возникло сооружение Скандинавских каледонид. Основание каледонского складчатого

¹ О. Хогланд в Финском заливе сложен порфирами, аналогичными Дала-порфирам Швеции.

комплекса представлено толщей так называемого спарагмита, т. е. аркозового песчаника, нередко грубого с прослоями карбонатных пород и глинистых сланцев; он подразделяется несогласием на две части — «серый спарагмит» с пачками доломитов и «красный спарагмит» с прослоями известняков. Значительная часть спарагмитовой формации вовлечена в покровную структуру каледонид, образуя их наиболее внешние (и нижние) покровы, и лишь на крайнем севере, в восточном Финмаркене и на п-ове Среднем и о-ве Кильдин (СССР) спарагмит лежит относительно спокойно, но и здесь поле его развития отделено разломом от выходов фундамента щита, и лишь местами контакт сохранил первичный трансгрессивный характер.

Состав спарагмитовой формации, как особенно подчеркивал А. А. Богданов (1967), свидетельствует об интенсивных поднятиях области сноса, за счет которой она возникла. Так как этой областью был, очевидно, Балтийский щит, то он должен был испытать в конце рифея значительную тектоническую активизацию. Кульминацией этих восходящих движений явилось варяжское оледенение на рубеже рифея и венда с накоплением тиллитов. В течение венда обстановка постепенно стабилизировалась, о чем свидетельствует исчезновение тиллитов и смена аркозовых песчаников кварцевыми в верхах варяжской серии, сменяющей собственно спарагмитовую.

В кембрии—ордовике—силуре южная часть щита была охвачена плавными опусканиями, сопряженными с развитием Грампианской и Среднеевропейской геосинклиналей. В девоне, в заключительную эпоху каледонского тектонического цикла, Балтийский щит испытывает общее поднятие, но от него отделяется юго-восточная часть, вовлекаемая в опускание Русской плиты, ее Московской синеклизы. Сам Балтийский щит с этого времени устойчиво воздымается, но, судя по сохранению в его южной части, в Швеции и Финляндии останцов маломощного кембро-силура, а на севере — континентального девона и доледниковых кор выветривания, интенсивность этого воздымания была невелика. Она, вероятно, несколько усиливалась лишь в девоне и позднем палеозое, т. е. в конце каледонского — начале герцинского циклов, о чем косвенно свидетельствует внедрение комплексов щелочных интрузий и образование грабена Осло. Очевидно, основной денудационный срез щита, приведший к обнажению пород, сформированных на глубине до 10—20 км, произошел еще перед кембрием, в течение позднего протерозоя, а кварцевые пески фанерозоя Русской плиты — продукт переотложения верхнедокембрийских осадков Балтийского щита и его ближайшей периферии.

3. УКРАИНСКИЙ ЩИТ И ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ

Украинский щит является вторым по размерам после Балтийского щита поднятием кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Он протягивается в южной части платформы в западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении на расстоянии более 1000 км, постепенно сужаясь к востоку; ширина полосы выходов докембрия на западе достигает 300 км (рис. 5). На севере и северо-востоке Украинский щит обретен граничными разломами Припятско-Днепровско-Донецкой системы прогибов. На западе кристаллический фундамент щита плавной погружается под отложения Приднестровского, на юге — Причерноморского перикратонных прогибов. Докембрийский комплекс обнажен в пределах Украинского щита в общем хуже, чем в пределах Балтийского, в основном по долинам рек, на водоразделах между которыми развиты молодые меловые и кайнозойские отложения чехла. Выполненная этими отложениями Конкско-Ялынская впадина к востоку от среднего течения Днепра отделяет от основной части щита, расположенной в правобережье Днепра, Приазовский массив, нахо-

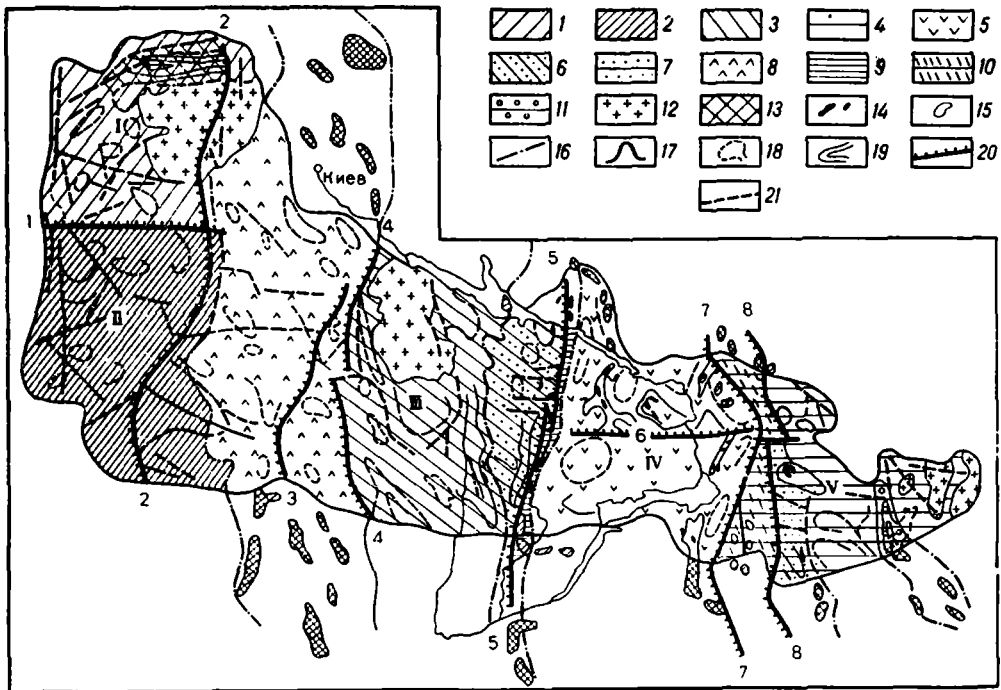


РИС. 5. Схема строения Украинского щита (по книге «Тектоника Украинського щита», 1972).

1—5 — блоки, консолидированные в конце архея: Волынский — (I), Бугско-Подольский — (II); Кировоградский — (III); Приднепровский (IV); Приазовский — (V); 6—7 — окраины архейских глыб, вовлеченные в геосинклинальное погружение в раннем протерозое; 8 — Западно-Ингулецкая, 7 — Западно-Приазовская; 8—11 — раннепротерозойские протогоэсинклинали; 8 — Одесско-Каневская, 9 — Криворожско-Кременчугская, 10 — Орехово-Павлоградская, 11 — Мангушская; 12 — плутоны гранитов рапакиви и основных пород; 13 — Овручский позднепротерозойский интракратонный прогиб; 14 — выходы железистых кварцитов; 15 — интенсивные положительные магнитные аномалии, отвечающие погребенным залежам железистых кварцитов; 16 — границы структурных зон; 17 — контуры щита; 18 — условные контуры антиклинальных структур фундамента; 19 — то же, синклинальных структур; 20 — основные глубинные разломы; 21 — региональные разломы. Важнейшие разломы: 1 — Андрушовский, 2 — Западно-Житомирский, 3 — Западно-Уманский, 4 — Бузько-Мироновский, 5 — Криворожский, 6 — Девладовский, 7 — Орехово-Павлоградский, 8 — Азово-Павлоградский

дящийся к северу от Азовского моря. Погребенное продолжение Приазовского массива к юго-востоку от Таганрогского залива и низовьев Дона известно под названием Ростовского выступа. Ростовский выступ обрывается на востоке Сальской зоной разломов северо-северо-восточного простирания, но еще дальше в восточном направлении среди поля развития довольно интенсивно метаморфизованного карбона бурением установлены отдельные блоки древних гранитов. Таким образом, Украинский щит в своей приазовско-ростовской части сначала превращается в срединный массив, разделяющий герциниды Донбасса и Предкавказья, а затем в антиклинорий между Доно-Каспийской и Предкавказской полосами герцинид.

Блоковое строение, описанное выше для Балтийского щита, не менее характерно и для Украинского щита, где оно особенно отчетливо выступает в картине магнитного поля и подтверждается данными ГСЗ.

В самой общей схеме Украинский щит состоит из четырех основных блоков — мегаблоков интенсивно гранитизированных пород архея—катархея, разделенных узкими меридионально ориентированными шовными зонами, вдоль которых развиты синклинории, выполненные железорудными толщами нижнего протерозоя. В магнитном поле древние гранитизированные блоки характеризуются мозаичными аномалиями пониженной интенсивности и переменного знака, а шовные зоны — интенсивными линейными положи-

тельными аномалиями. По данным ГСЗ, древним блокам свойственна кора пониженной или умеренной мощности — 35—45 км, на ряде участков с высоко поднятой поверхностью Конрада. В шовных же зонах недавно установлено резкое возрастание мощности коры до 50—55 км, в основном за счет гранитного слоя (Соллогуб, Чекунов, 1971).

Центральное положение в структуре Украинского щита занимает **Приднепровский (Запорожский) блок**, который к тому же сложен наиболее древними породами с радиометрическим возрастом более 3000 млн. лет. Внутреннее строение Приднепровского блока повторяет строение многих других древнейших глыб континентальной коры, в частности Трансваальского и Родезийского массивов Южной Африки. Как впервые показал Г. И. Каляев, оно характеризуется развитием гнейсовых куполов, между которыми зажаты различно ориентированные синклинали, выполненные древнейшей метабазито-джеспилитовой ассоциацией щита — конкско-верховцевской серией. По периферии блока при приближении к ограничивающим его разломам наблюдается тенденция замены куполов валами (Пятихатский вал и др.), вытянутыми параллельно разломам.

Конкско-верховцевская серия, по мнению исследователей, представляет в значительной своей части типичную спилито-кератофировую формацию, метаморфизованную в условиях амфиболитовой фации; ее общая мощность достигает 7—8 км. В разрезе формации снизу вверх выделяются две субформации (Каляев, 1973): спилито-диабазовая, кератофиро-сланцевая, а выше залегает джеспилитовая формация. Впрочем прослой железистых кварцитов имеются и в спилито-диабазовой субформации, а существенная часть кератофиро-сланцевой субформации сложена метабазитами. В джеспилитовой формации наряду с джеспилитами много вулканогенного материала, и разрез всей серии заканчивается вулканогенно-терригенными (сланцевыми) образованиями, метаморфизованными лишь в условиях низших ступеней амфиболитовой фации. Такой сравнительно слабый метаморфизм свойствен также супракрустальным образованиям древнейших массивов других кратонов. Серия вмещает многочисленные sillы серпентинизированных гипербазитов, образующих доорогенную гипербазитовую формацию.

Купольные структуры занимают большую часть площади Приднепровского блока и достигают в поперечнике 60 км (Саксаганский купол). Форма их варьирует от округлой до овальной с переходом в валы. Сложены купола и валы в основном мигматитами, среди которых сохранились реликты пород конкско-верховцевской серии; значительное место занимают гранитоиды — более ранние плагиограниты, согласно вписывающиеся в структуру куполов (днепровский комплекс), и заведомо более молодые микроклиновые, нередко аплитовидные и пегматOIDные граниты, явно секущие по отношению к внутренней структуре куполов.

Купола и валы разделены более узкими синклиналями, форма которых подчинена форме первых. Саксаганский и более северный Демуринский купола разделены лишь широтной зоной разлома, вдоль которой наблюдаются многочисленные внедрения серпентинизированных габбро-перидотитов. Эта ультраосновная формация явно моложе альпинотипных гипербазитов, залегающих согласно с породами конкско-верховцевской серии.

Радиометрические определения возраста минералов из пород конкско-верховцевской серии дали цифры порядка 3500—3000 млн. лет. Тем самым был доказан раннеархейский возраст этой серии, которая ранее обычно сопоставлялась с нижнепротерозойской криворожской серией, также заключающей джеспилиты, но в ассоциации не с вулканогенными, а с осадочными породами. Днепровский комплекс радиометрически датирован в диапазоне 3100—2600 млн. лет, т. е. также является архейским. Послескладчатые микроклиновые граниты более молодые; их возраст, 1900—1800 млн. лет, отвечает концу раннего протерозоя.

Приднепровский блок является наравне с Мурманским и Кольским блоками Балтийского щита одним из немногих реликтов древнейшего гранито-гнейсового комплекса фундамента Восточно-Европейской платформы. По мнению Р. А. Гафарова (1971), геофизические данные позволяют проследить продолжение Приднепровского блока к северу от Днепровско-Донецкой впадины, в район Сумы—Белгород—Харьков.

На западе Приднепровский блок ограничивается меридиональным Криворожским (Кременчугско-Криворожским) приразломным синклинорием. Имея ширину всего до 10 км, он непосредственно прослеживается по обнажениям на 50 км, а по данным буровых работ — на 220 км. Магнитные аномалии позволяют продлить эту полосу на север до Белгород-Михайловской зоны КМА, а на юге до Херсонской магнитной аномалии, что увеличивает ее протяженность до 1000 км. Вместе со смежной с запада и параллельной ей Западно-Ингулецкой краевой зоной Кировоградского блока ширина Кременчугско-Криворожской зоны достигает 70 км (против 170 км для Приднепровского блока).

Собственно Криворожский синклинорий представляет узкую, наклоненную в целом на восток синклиналь нижнепротерозойских образований одноименной серии, усложненную складками высших порядков, с редуцированным (первично, по мнению Г. И. Каляева) и обрезанным глубинным разломом западным и более спокойным восточным крыльями (рис. 6). Криворожский разлом имеет характер взбросо-надвига, с поверхностью, круто наклоненной к западу, под меридиональный Ингулецкий гнейсовый вал. Оперяющие его разрывы осложняют внутреннее строение синклинория. Восточное крыло Криворожского синклинория является одновременно западным крылом Саксаганского гнейсово-мигматитового купола.

Криворожская серия подстилается метабазитовой серией, имеющей, по радиометрическим данным, заведомо архейский возраст и, вероятно, являющейся аналогом конкско-верховцевской серии Приднепровского блока. Сама криворожская серия делится на три свиты. Нижняя свита имеет терригенный состав, начинается конгломератами и состоит в основном из кварцито-песчаников, кварц-серицитовых, хлоритовых и графитовых сланцев (филлитов); сланцы преобладают в верхней части свиты, прослой конгломератов (гравелитов) встречаются во всей ее нижней части. Средняя свита содержит основные залежи железистых кварцитов Криворожского бассейна. Пачки железистых кварцитов и джеспилитов разделены пачками сланцев, образуя с ними ритмичное чередование. Г. И. Каляев считает джеспилитовую формацию Криворожья аналогом флишевой формации более молодых геосинклиналей. Верхняя свита криворожской серии, особенно в своей верхней части, носит уже характер молассы — она начинается кварцито-песчаниками, выше которых залегают углисто-графитовые и серицитовые сланцы, а затем чередование этих сланцев с кварц-карбонатными сланцами и доломитовыми мраморами; разрез завершается конгломератами, крупнозернистыми кварцито-песчаниками с подчиненными пачками тех же сланцев и мраморов. Мощность этой грубой, верхней молассы до 1,7—1,9 км. Общая мощность криворожской серии до 8 км. Ее метаморфизм протекал в условиях высших ступеней зеленосланцевой и низших — амфиболитовой фаций.

Криворожскую серию прорывают аплитовидные и пегматоидные граниты с возрастом 2100—1800 млн. лет, относящиеся к кировоград-житомирскому комплексу, показывая, что формирование Криворожского синклинория завершилось в раннекарельскую эпоху диастрофизма. Соотношение структуры синклинория со смежными мигматито-гнейсовыми куполами и валами показывает, что рост последних структур, начавшийся еще в глубоком архее, продолжался или, скорее, возобновился в эту эпоху.

Западно-Ингулецкая зона возникла в результате погружения восточной окраины Кировоградского блока, сопряженного с замыканием Кременчугско-

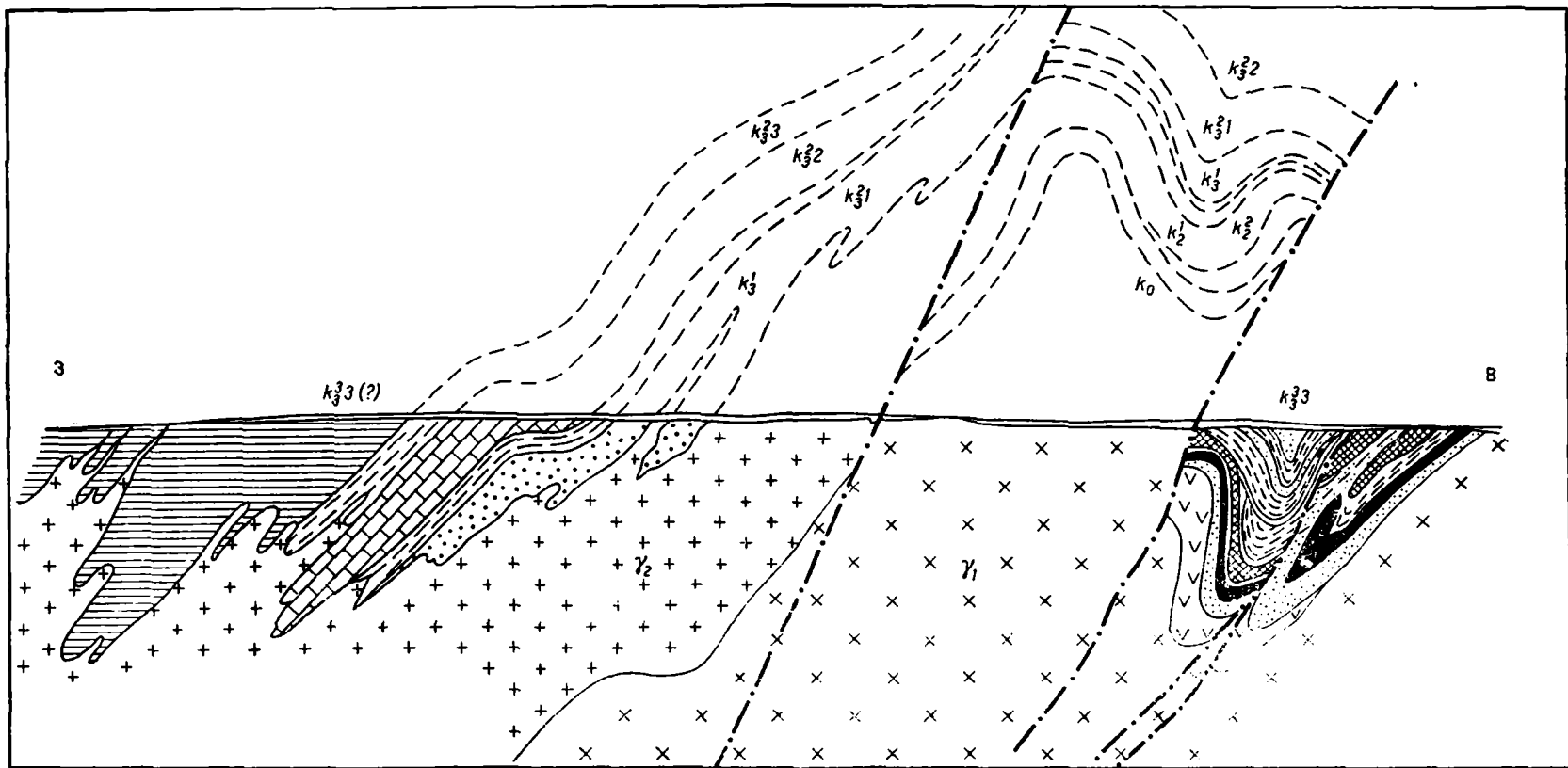


РИС. 6. Схематический геологический разрез через Криворожский бассейн и Западно-Ингулецкую зону (по М. Н. Доброхотову).

1 — гнейсы и «микронеисы» плагиоклаз-биотитовые; 2 — метапесчаники и мета-конгломераты; 3 — сланцы кварц-серпичит-графитовые и кварц-полевошпат-биотито-

вые; 4 — мраморы доломитовые и кальцифиры; 5 — сланцы кварц-серпичит-графитовые, иногда с плагиоклазом; 6 — метапесчаники и белые кварциты с прослоями сланцев; 7 — железистые кварциты, филлитовидные сланцы; 8 — сланцы филлитовидные; 9 — железистые кварциты; 10 — метакогломераты, метапесчаники, филлиты и тальковые сланцы; 11 — амфиболиты; 12 — ингулецкие граниты и мигматиты; 13 — саксаганские плагиограниты; 14 — разломы

Криворожского прогиба. Соответственно здесь развиты в основном отложения верхней свиты криворожской серии. Залегают они часто довольно полого, выполняя синклинали, на востоке параллельные Криворожскому разлому, а западнее приобретающие северо-западное простирание. Синклинали разделены небольшими гранито-мигматитовыми куполами и валами. Граница с основной частью Кировоградского блока выражена нечетко, так как внешний контур распространения криворожской серии имеет извилистые очертания.

Орехово - Павлоградская шовная зона, ограничивающая Приднепровский блок с востока и отделяющая его от Приазовского блока, представлена менее отчетливо, чем Криворожско-Кременчугская и, по мнению Г. И. Каляева, напоминает скорее Западно-Ингулецкую зону. В пределах этой полосы сохранились лишь отдельные синклиналиные останцы аналогов криворожской серии, в том числе ее средней, железорудной свиты. Как и в Западно-Ингулецкой зоне, мощность серии значительно ниже, чем в Приднепровском блоке. Основной разлом проходит к западу от этой полосы и также носит характер крутого взбросо-надвига с поверхностью, падающей на запад.

Приазовский блок характеризуется развитием различных парагнейсов амфиболитовой фации, мигматитов и гранитоидов. Отдельные, очевидно реликтовые, радиометрические датировки указывают на архейский возраст гнейсов, причем в западной части блока имеются реликты джеспилитовых образований конкско-верховцевской серии. Однако преобладающая часть радиометрических определений находится в пределах 2300—2100 млн. лет, указывая на интенсивную переработку пород Приазовья в середине раннего протерозоя. Тектоно-магматическая эпоха на рубеже 2300 млн. лет, получившая название азово-волынской (К вопросу о строении ..., 1971), имела вообще большое значение в становлении структуры Украинского щита. Она установлена и на Воронежском массиве и, очевидно, отвечает ребольской фазе диастрофизма Балтийского щита. Общее простирание гнейсового комплекса Приазовья северо-северо-западное, но на этом фоне вырываются куполовидные и валообразные структуры, менее отчетливо выраженные, чем в Приднепровье и Побужье. В восточной части блока известна группа щелочных плутонов среднепротерозойского возраста — около 1700 млн. лет.

В пределах Ростовского выступа магнитные аномалии и данные бурения намечают существование полосы развития нижнего протерозоя, подобной Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской. По данным аэромагнитной съемки, эта полоса прослеживается далеко на юг к Краснодару и даже Майкопу.

Кировоградский блок занимает центральное положение в Украинском щите и находится между Криворожско-Кременчугской шовной зоной на востоке и аналогичной ей Одесско-Каневской зоной на западе. Подобно Приазовскому блоку он сложен преимущественно парагнейсами амфиболитовой фации, частично архейскими, частично нижнепротерозойскими (тетеревская серия) с преобладающим радиометрическим возрастом 2300—2000 млн. лет и общим северо-северо-западным простиранием, но линейные структуры здесь преобладают над куполовидными, за исключением Западно-Ингулецкой зоны, о которой уже говорилось ранее. В отдельных частях блока породы сохранили архейские значения радиометрического возраста. В пределах блока имеются крупные гранитные массивы — Кировоградский и др., а в северо-западной части — огромный среднепротерозойский Корсунь-Новомиргородский расслоенный плутон габбро и гранитов типа рапакиви.

Западная часть Украинского щита, расположенная к западу от Одесско-Каневского глубинного разлома, подразделяется субширотным разломом на два блока — северный Волынский и южный Бугско-Подольский.

Бугско-Подольский блок целиком сложен заведомо архейскими образованиями с радиометрическим возрастом 2600 млн. лет (отдельные определения до 3,5 млрд. лет!), метаморфизованными в гранулитовой фации. Это пироксен-плагиоклазовые гнейсы и чарнокиты с пластообразными интрузиями биотитовых гранитов с гранатом и кордиеритом (чудново-бердичевские граниты). Структурный рисунок блока типично алинейный, с многочисленными, но относительно мелкими куполами, в ядрах которых обычно залегают аплитовидные и пегматоидные граниты.

Волинский блок по возрасту и составу слагающих пород и по характеру структуры близок к Кировоградскому, от которого отделен Одесско-Каневской зоной разломов, и Приазовскому. В его юго-западной части, переходной к Бугско-Подольскому блоку, господствуют древние архейские породы, переработанные в азово-волинскую (2300 млн. лет) эпоху. Восточнее и севернее развиты породы низов нижнего протерозоя; все это главным образом гнейсы и мигматиты. Преобладающая структурная ориентировка северо-западная — юго-восточная, т. е. типичная для азово-волинид. Имеются довольно крупные плутоны гранитов этой же эпохи — Житомирский, Уманский и др. В северной части блока размещен крупнейший Коростенский сложно дифференцированный плутон гранитов рапакиви и габброидов, образовавшийся, как и Корсунь-Новомиргородский, в конце среднего протерозоя уже на стадии кратонизации платформы. Очевидно не случайно, как отмечает Н. П. Семеновко, эти два плутона, а также однообразные им щелочные интрузии Приазовья приурочены к полосе северо-восточного ограничения Украинского щита. Исследования методом ГСЗ показали, что Коростенский плутон имеет пластообразную форму, с подошвой, залегающей на глубине 17—18 км (Соллогуб и др., 1968). Последовательность образования пород Коростенского плутона была рассмотрена А. А. Полкановым. По его данным, вначале внедрились основные породы, а затем уже граниты, занявшие место между рамой и массивом габбро, а также поверх последнего. Однако в некоторых современных работах обосновывается метасоматическое происхождение коростенских и корсунь-новомиргородских гранитов рапакиви.

Крайнюю северо-западную часть щита занимает своеобразная *О с н и ц к а я з о н а* субширотного — северо-восточного простириания. От Волинского блока она отделена Сущано-Пержанским разломом того же направления. По составу слагающих ее пород, степени их метаморфизма и относительно простой структуре Осницкая зона резко отличается от остальных комплексов щита, будучи самым молодым образованием его фундамента. Осницкий комплекс представляет собой поздне-субсеквентную вулканоплутоническую ассоциацию, состоящую из кварцевых порфиров, метаморфизованных туфов кислого состава (аналогичных лептитам), мигматитов и гранитов, с некоторым участием средних и основных пород. Соотношения с находящимся восточнее Коростенским плутоном показывают, что осницкий комплекс древнее этого плутона; вместе с тем, он должен быть моложе криворожской серии и, следовательно, скорее всего относится к среднему протерозою, являясь аналогом скандинавского субиотния.

Еще более молодой и еще более явно платформенной является *овручская серия*, выполняющая одноименную широтную синклиналь, длиной около 90 км и шириной до 20 км на крайнем севере Волинского блока. Своим южным крылом эта синклиналь наложена на размытую поверхность гранитов Коростенского плутона, а ее северное крыло граничит с теми же гранитами, а также осницким комплексом (на северо-западе) по крупному сбросу. Таким образом, овручская серия моложе Коростенского плутона и, очевидно, возникла в начале позднего протерозоя, более или менее одновременно со шведским иотнием. Сложена овручская серия кварцитами, кварцито-песчаниками, сланцами, порфиридами, ортофирами, диабазами; породы эти находятся на начальной стадии регионального метаморфизма и смяты в мелкие

складки, которые наряду со сбросами осложняют строение Овручской синклинали.

Более молодые отложения рифея и венда уже не участвуют в структуре щита, а залегают трансгрессивно на его склонах, выполняя Приднестровский, Причерноморский и отчасти Припятский прогибы.

Воронежский массив. В наиболее повышенной части Воронежской антеклизы кровля докембрийского фундамента залегают на значительной площади выше уровня моря и на еще большей площади на отметках до 500 м. В связи с тем, что к докембрию Воронежского массива приурочены известные залежи железных руд (район Курской магнитной аномалии), докембрий массива вскрыт крупными карьерами и многочисленными буровыми скважинами, что позволило составить геологическую карту его поверхности и выяснить основные черты стратиграфии, структуры и магматизма (Основные черты тектоники ..., 1973). Тем самым Воронежский массив оказался важным промежуточным опорным районом при сопоставлении докембрия Балтийского и Украинского щитов и составлении карты фундамента Русской плиты.

Как и на других участках Восточно-Европейской платформы, докембрийский фундамент в пределах Воронежского массива имеет отчетливо выраженное блоковое строение; в общем разломы, разделяющие блоки, и породы, их слагающие, простираются в направлении от северо-западного — юго-восточного до меридионального. Наиболее древними архейскими (> 2800 млн. лет) считаются образования обоянь-михайловской серии; ее низы имеют метабазитовый состав и содержат чарнокитоподобные породы; средняя часть состоит из гнейсов с прослоями амфиболитов и испытала сильную мигматизацию; верхняя часть представляет спилито-кератофировую формацию с участием магнетитовых кварцитов. С обоянь-михайловской серией связан комплекс основных и ультраосновных пород, образующий, очевидно, офиолитовую ассоциацию; она вмещает также гранито-гнейсы и мигматиты и плутоны микроклин-плагноклазовых и более молодых аплит-пегматоидных гранитов раннепротерозойского возраста. В раннепротерозойской структуре архейские породы слагали консолидированные блоки, ограниченные разломами.

Нижнему протерозою принадлежит на массиве курская серия — аналог криворожской серии Украинского щита; с ней связаны залежи железистых кварцитов КМА. В основании серии залегают грубообломочные породы, а также слюдястые и углистые сланцы, филлиты и др., железистые кварциты сосредоточены в средней части, а верхняя, как и нижняя, имеет метатерригенный, псаммито-пелитовый состав. В юго-восточной части массива метаморфизм серии повышается и ее породы переходят в слюдястые сланцы и гнейсы. Отложения курской серии слагают полосы синклинового строения, которые с помощью прослеживания магнитных аномалий и геологически увязываются с Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зонами Украинского щита. Синклинории состоят из изоклинальных складок западной вергентности.

Эпохе складчатости этих образований (2000—1950 млн. лет), вероятно, отвечает становление стойленско-усманского габбро-плагногранитного интрузивного комплекса, за которым последовал павловский комплекс нормальных гранитоидов.

Восточная часть массива, отделенная крупным разломом глубинного типа, сложена воронцовской серией нижне- и среднепротерозойского (2300—1750 млн. лет) возраста. Эта серия содержит обломки пород курской серии и имеет терригенный состав, нередко с заметным участием вулканитов; ее аналоги известны и в районе КМА, где в средней части имеются и карбонатные породы. Метаморфизм в общем очень слабый (филлитовая стадия). Одновременно с отложением серии в основном районе ее развития, по другую сторону ограничивающего его разлома формировался наложенный на архей-

скую глыбу краевой вулканический пояс, породы которого изменяются по составу от базальтов до дацитов. Воронцовская серия смята в широкие складки, местами осложненные более мелкой складчатостью, без выдержанной вергентности, но с резкой волнистостью шарниров. Она вмещает большое число сравнительно мелких стратиформных интрузий основного — ультраосновного состава с медно-никелевым сульфидным оруденением (троснянско-мамоновский комплекс). Более молодыми являются гранитоиды — от кварцевых диоритов до двуслюдяных гранитов.

Наиболее молодыми образованиями массива являются раннеплатформенные метавулканы основного — кислого состава, а также комплекс основных пород и гранитоидов (гранит- и сиенит-порфиры, микроклиновые граниты и пегматиты) с возрастом 1450—1200 млн. лет, отвечающим уже готской тектоно-магматической эпохе. Эта длительная активность Воронежского массива соответствует такой же активности северо-западной части Украинского щита.

4. РУССКАЯ ПЛИТА)

Внутреннее строение фундамента. В настоящее время представляется совершенно несомненным, что фундамент Русской плиты образуют в основном те же метаморфические и интрузивные породы архея, нижнего и среднего протерозоя, которые обнажаются в пределах Балтийского и Украинского щитов и вершины Воронежской антеклизы. В настоящее время эти породы вскрыты несколькими тысячами глубоких скважин; только в пределах Волго-Уральской области таких скважин на 1972 г. насчитывалось 2500. Соответствующий керновый материал был обработан Л. А. Варданянцем, опубликовавшим первую петрографическую карту фундамента, а также М. М. Веселовской и Т. А. Лапинской, позже совместно с С. В. Богдановой (Неволин и др., 1968). Значительная часть этого материала подверглась также радиогеохронометрическому изучению, что позволило уточнить возраст вскрытых бурением пород; сводки этих определений были опубликованы А. П. Виноградовым и А. И. Тугариновым (1960 г.) и Н. П. Семененко (1967 г.).

Большое значение для координации всех этих данных и восстановления общей картины строения фундамента имели геофизические наблюдения, в особенности магнитометрия в сочетании с гравиметрией. Еще в 1937 г. в работе А. Д. Архангельского, Т. Н. Розе и других, а затем в 1946 г. в работе Н. С. Шатского было показано, что по характеру магнитных аномалий в фундаменте платформы различаются два типа структурных элементов: первый характеризуется относительно слабыми мозаичными аномалиями, второй — значительно более интенсивными полосовыми аномалиями. На щитах магнитные поля первого типа отвечают архейским блокам, второго типа — ниже- и среднепротерозойским складчатым зонам. Сопоставление с данными бурения и радиометрическими датировками пород подкрепляет эти соображения. Возможности данного метода были успешно развиты Э. Э. Фотиади (1958 г.), а затем Р. А. Гафаровым (1963 г., 1971), Н. В. Неволным (1968 г.), В. А. Дедеевым (1972 г.) и др. Тремя последними исследователями опубликованы новейшие карты фундамента Восточно-Европейской платформы (Н. В. Неволным и В. А. Дедеевым только в пределах СССР). На всех этих картах, значительно различающихся даже в существенных деталях, видно, что фундамент платформы состоит из большого числа (28 на карте Гафарова, 19 — на карте Дедеева!) относительно мелких изометричных блоков (массивов) эпиархейской консолидации и разделяющих их протерозойских (PR_{1+2}), ранне- и позднекарельских складчатых геосинклинальных зон. Архейские породы находятся на гранулитовой, реже амфиболитовой ступени метаморфизма, протерозойские метаморфизованы большей частью в амфиболитовой фации.

Наиболее крупный из блоков архея рисуется Гафаровым и Дедеевым на юго-восточном продолжении Беломорского мегаблока Балтийского щита (рис. 7); на юге Гафаров намечает другой крупный блок под Прикаспийской впадиной. Наряду с собственно архейскими блоками исследователи выделяют блоки архейских пород, подвергшихся переработке в раннем протерозое. Эта переработка, как правило, сопровождалась регрессивным метаморфизмом амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фаций.

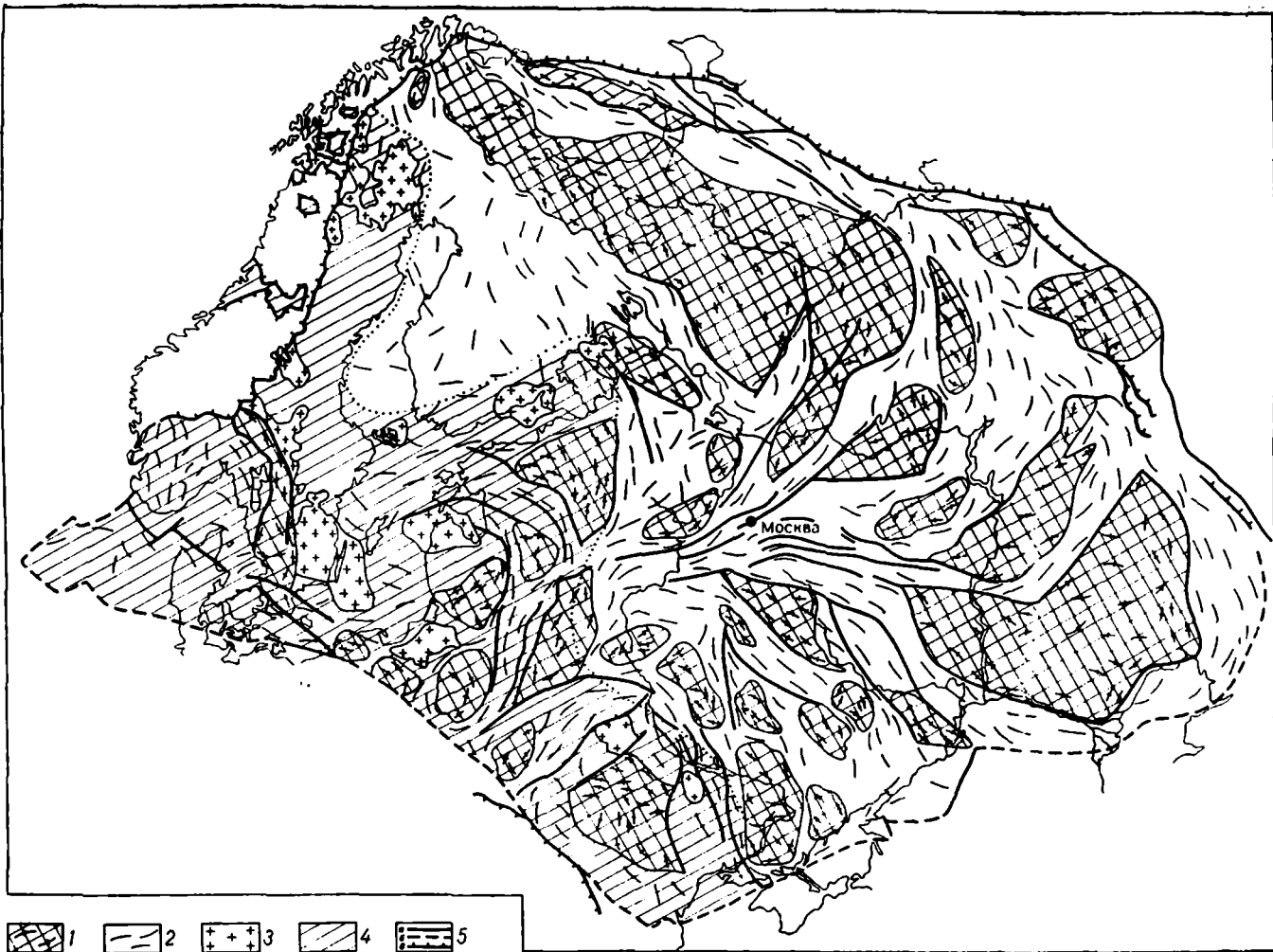
Простираения карелид и вообще пород фундамента, по Гафарову и Дедееву, образуют в северной половине платформы дугу, выпуклую к востоку, изменяясь от северо-западных, характерных для Балтийского щита, до северо-восточных и широтных на широте Москвы. К юго-востоку от Москвы преобладают юго-восточные простираения, к югу — меридиональные, характерные для Украинского щита. Район Москвы является на схемах Гафарова (наиболее структурной из трех) и Дедеева центром виргации карелид, пучок которых как бы раскрывается в восточном направлении. На карте Н. В. Неволина эти соотношения трактуются несколько иначе — он изображает восточнее Москвы пересечение структур северо-западного и северо-восточного направлений, считая эти два диагональных направления наиболее характерными для кристаллического фундамента плиты; субширотное направление отмечается лишь в восточной части последней.

На всех трех картах, составленных в основном по геофизическим данным, не получили достаточного отражения процессы тектономагматической переработки фундамента в начале и середине позднего протерозоя, отчетливо документируемые широким развитием интрузий соответствующего возраста и радиометрическими датировками в пределах 1750—1100 млн. лет. Плутоны гранитов типа рапакиви и сопряженных с ними габброидов, в том числе анортозитов, возникшие в начале позднего протерозоя (около 1650 млн. лет), оказались характерными не только для южной периферии Балтийского щита и западной части Украинского щита, но обнаружены бурением и в промежутке между этими двумя регионами — в Прибалтике (огромный Рижский плутон) и Северной Польше (Зноско и др., 1972), что свидетельствует о широком проявлении процессов активизации этого времени во всей западной части платформы. «Молодые» цифры радиометрического возраста обнаруживают тенденцию проникать отсюда на восток и юго-восток, вплоть до Волго-Уральской области, вдоль зон крупных разломов в фундаменте. «Материальными носителями» этих готско-гренвильских датировок являются зоны дробления, метасоматической переработки древних пород и внедрения основных пород — преимущественно габбро-диабазов. Переработка фундамента происходила, очевидно, одновременно с заложением и развитием системы рифейских авлакогенов, «запечатанных» в основании осадочного чехла Русской плиты.

Структура осадочного чехла. Если представить структуру осадочного чехла Русской плиты в самом схематичном виде, обрисовав ее согласно гипсометрии поверхности фундамента (см. рис. 1), то наметится следующая картина. Балтийский щит окажется опоясанным с юга, юго-востока и востока широкой полосой опускания, которая включает Балтийскую синеклизу на западе, Московскую — в центре и Мезенскую на востоке (северо-востоке). Эта Балтийско-Мезенская полоса, заложена еще в рифее и получившая дальнейшее развитие в начале палеозоя, в пределах которой фундамент опущен местами до отметки —4—5 км, отделяет Балтийский щит от зоны повышенного залегания фундамента, имеющей общее северо-восточное простираение и включающей Украинский щит, Мазурско-Белорусскую, Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы. Глубина залегания поверхности фундамента последовательно увеличивается вдоль последней зоны к востоку от положительных отметок до минус 1—1,5 и даже до минус 3 км в районе Перми. Украинско-Приуральская зона поднятий — погребенный древний Сармат-

РИС. 7. Схема структуры фундамента Восточно-Европейской платформы (по Р. А. Гафарову, Т. А. Лапинской, С. В. Богдановой, упрощена).

1 — блоки коры, консолидированной в конце архея; 2 — карельские складчатые системы; 3 — плутоны гранитов типа рапакиви; 4 — область готско-дальсандской переработки; 5 — главные разломы; а — вертикальные и субвертикальные, б — то же, предполагаемые, в — надвиги и шарьяжи



ский щит Н. С. Шатского — сменяется на юго-востоке глубочайшей Прикаспийской синеклизой, образующей как бы антипод Балтийского щита и занимающей противоположный угол Восточно-Европейской платформы.

Наряду с подобной зональностью юго-западного — северо-восточного плана в структуре поверхности фундамента платформы проявляется и несколько иная зональность. Балтийский щит через Латвийскую седловину с глубиной залегания фундамента менее 0,5 км смыкается с Мазурско-Белорусской антеклизой, а последняя через аналогичную Полесскую седловину с западной частью Украинского щита, образуя меридиональную Балтийско-Украинскую полосу поднятий. К востоку от этой полосы идет общее погружение в направлении палеозойской Уральской геосинклинали, к западу, на меньшем расстоянии, в сторону Среднеевропейской палеозойской геосинклинали. Иначе говоря, эта меридиональная ось Восточно-Европейской платформы играет роль, во многом аналогичную роли оси Немаха—Бутия Северо-Американской платформы. Так как для обеих геосинклиналей (геосинклинальных систем) основным этапом развития явился герцинский, то естественно, что активность данной оси начинает отчетливо проявляться именно с этого этапа и вплоть до новейшей эпохи, когда к ней приурочивается на значительном протяжении Балтийско-Черноморский водораздел.

Перейдем теперь к более подробному описанию основных структурных элементов Русской плиты, идя с запада на восток и с севера на юг.

Балтийская синеклиза занимает северо-западную часть Русской плиты, ограничиваясь на севере склоном Балтийского щита, на западе отделяясь Латвийской седловиной от Московской синеклизы, на юге примыкая к Мазурско-Белорусской антеклизе, а на юго-западе к Датско-Польской шовной складчатой зоне, возникшей вдоль края древней платформы. Балтийская синеклиза развивалась практически на протяжении всего фанерозоя, но неоднократно меняла свой структурный план (Сувейдзис, 1972) и отличалась в общем весьма умеренными масштабами погружения. Современная конфигурация синеклизы приобретена ею в основном в конце палеозоя — начале мезозоя, т. е. на позднегерцинском — раннекиммерийском этапе развития. Ее наибольшие глубины, порядка 5 км, приурочены к Гданьскому заливу Балтийского моря, а ось простирается в северо-восточном направлении, в котором происходит и общее выполаживание ее основания. Поверхность фундамента, а отчасти и низы осадочного чехла местами нарушены разломами, имеющими в основном широтное (Рижский, Неманский) направление; вероятно также существование субмеридионального (северо-северо-восточного) разлома вдоль восточного побережья Балтийского моря. Локальными поднятиями осложнена главным образом южная часть синеклизы; здесь в основании осадочного чехла обнаружены залежи нефти (Калининградская область).

Московская (Среднерусская) синеклиза является наиболее крупной, после Прикаспийской, отрицательной структурой Русской плиты и находится в центре Восточно-Европейской платформы, между Балтийским щитом на северо-западе, Белорусской антеклизой на западе, Воронежской антеклизой на юге и Волго-Уральской — на юго-востоке. Граница с Мезенской синеклизой намечается условно, примерно вдоль р. Северной Двины. Образованию Московской синеклизы предшествовало формирование в рифее системы кулисно расположенных грабенных и грабенообразных прогибов, от Валдайского до Солигаличского, образующих в совокупности так называемый Среднерусский авлакоген восточно-северо-восточного простираения. Этот авлакоген как бы окаймляет и обрезает выступы и прогибы от меридионального до северо-западного простираения, осложняющие склоны Балтийского щита. На юге синеклизы установлен еще один глубокий рифейский грабен — Московский; пробуренная в нем в районе г. Павлова-Посада, к юго-востоку от Москвы, скважина на глубине

4783 м не вышла из рифейских отложений. Однако в целом наиболее глубокая часть синеклизы находится в районе Ярославля—Котласа.

В венде и раннем палеозое Московская синеклиза составляла единую структуру с Балтийской синеклизой и отделилась от последней лишь в конце девона. Прогибание Московской синеклизы продолжалось с перерывами на границе этапов (конец силура — начало среднего девона, середина триаса) до середины позднего мела, после чего осадконакопление здесь прекратилось, но зона сохранила тенденцию к относительному опусканию по сравнению со смежными структурами плиты.

Московская синеклиза, начиная с венды, развивалась как типичная платформенная впадина, и поэтому обладает весьма пологими склонами (наклон менее 1°); практически слои залегают в пределах синеклизы горизонтально. К тому же она сравнительно мало осложнена складчатыми нарушениями высших порядков — флексурами, валами и локальными поднятиями, а существующие структуры этого типа также являются очень пологими. Наиболее примечательным структурным осложнением осадочного чехла является Сухонский вал в центральной части синеклизы, возникший над Солигаличским грабен-прогибом в основании осадочного чехла; сложен этот вал на поверхности пермскими отложениями.

Мезенская синеклиза, расположенная в крайней северо-восточной части Русской плиты, между восточным склоном Балтийского щита, северным погружением Волго-Уральской антеклизы и Тиманом, тесно связана с Московской синеклизой и часто рассматривается как часть последней под названием Мезенской впадины. Глубинное строение Мезенской синеклизы пока остается очень слабо изученным; недавно начатое сейсмопрофилеирование показало, что глубина залегания фундамента в южной части синеклизы значительно больше, чем предполагавшаяся, и превышает 4 км. На северо-востоке синеклиза переходит в Притиманский прогиб глубиной до 4—5 км; на северо-западе в нее вливается расщепляющий восточный склон Балтийского щита Кандалакшский грабен, расширенное юго-восточное продолжение которого разделяется на два самостоятельных прогиба Архангельским сводом. Заложение Мезенской синеклизы, подобно Московской, относится к венду, а в ее основании также вероятно наличие рифейских авлакогенов. Это развитие с перерывами продолжалось до конца юры — начала мела, после чего Мезенская синеклиза была втянута в общее поднятие севера Русской плиты.

Внутренняя структура чехла Мезенской синеклизы известна пока крайне слабо; можно полагать, что она является довольно сложной.

Мазурско-Белорусская антеклиза образует наиболее западное звено центральной полосы поднятий Русской плиты. Она обладает субширотным простиранием, но от ее северного крыла отходит выступ в северо-восточном направлении, идущий через Латвийскую седловину на соединение с Локновским выступом южного склона Балтийского щита. На юге антеклиза по крупному разлому с амплитудой до 3 км граничит с Припятским авлакогеном, а западнее с Подляско-Брестским прогибом; в промежутке расположена Полесская (Пинская) седловина, связывающая Белорусскую антеклизу с Украинским щитом. На западе рассматриваемая антеклиза обрезается меридиональным Ольштынским разломом, за которым начинается резкое погружение фундамента — от 2 до 10 км к Балто-Подольскому линейменту (перикратонный прогиб). На северо-западе пологий склон связывает антеклизу с Балтийской синеклизой, а на востоке она отделяется от Воронежской антеклизы также неглубоким, но древним (с рифея!) Оршанским прогибом, замыкающимся на юге Жлобинской седловиной, образующей перемычку между обеими антеклизами.

В своде Мазурско-Белорусской антеклизы, в верховьях Немана, докембрийский фундамент залегают выше уровня моря, местами непосредственно

под маломощным четвертичным покровом. В рифее антеклиза представляла южный выступ Балтийского щита; на каледонском этапе она обладала северо-восточным простираем, и вся ее западная часть входила в область морского осадконакопления. Свое современное субширотное, точнее западно-северо-западное — восточно-северо-восточное простираение антеклиза приобрела на герцинском этапе, сохранив его в дальнейшем.

В о р о н е ж с к а я а н т е к л и з а является одной из наиболее крупных положительных структур Русской плиты. Она вытянута в северо-западном — юго-восточном направлении, обладая более пологими северо-восточным и северо-западным и более крутыми юго-западным и юго-восточным крыльями. На севере Воронежская антеклиза смыкается с Московской синеклизой, на северо-востоке по разломам (в фундаменте) граничит с Рязано-Саратовским (Пачелмским) прогибом (авлакогеном), на юго-западе — с Украинской синеклизой, в основании которой находится Днепровско-Донецкий авлакоген, а восточнее — с Донецким складчатым сооружением. На юго-востоке Воронежская антеклиза ступенчато погружается в сторону Прикаспийской синеклизы, от которой ее склон отделяется Волгоградским разломом.

В пределах наиболее повышенной части Воронежской антеклизы к юго-востоку от Курска и к югу от Воронежа докембрийский фундамент на довольно значительной площади залегает выше уровня океана — его породы вскрыты карьерами для добычи железной руды в районе Курской магнитной аномалии и выступают у Павловска и Богучара в долине р. Дона. В северо-восточном крыле антеклизы фундамент перекрывается девонскими отложениями, в юго-западном — каменноугольными. Первоначально Воронежская антеклиза составляла часть Сарматского щита, но уже в начале и в течение рифея отделилась от его волго-уральской части Пачелмским авлакогеном, от Украинского щита Днепровско-Донецким авлакогеном, от Белорусской антеклизы — Оршанским прогибом. К рифею же относится образование юго-восточного склона антеклизы.

Юго-восточный склон Воронежской антеклизы осложнен протяженной (более 300 км в длину) системой Д о н о - М е д в е д и ц к и х д и с л о к а - ц и й, образующих одноименный сложный вал, в пределах которого каменноугольные, юрские и меловые слои выступают на поверхность среди палеогеновых отложений в своде ряда локальных поднятий сундучной формы.

Сложная В о л г о - У р а л ь с к а я а н т е к л и з а, отделенная от Воронежской антеклизы Рязано-Саратовским прогибом, составляет наиболее восточное погруженное звено Украинско-Приуральской зоны поднятий, почти непосредственно примыкающее к Уралу, изгиб которого в районе Уфимского плато связан, как и предполагал еще А. П. Карпинский, с выступом этой антеклизы. Ее обособление произошло еще в рифее; тогда же возникли узкие грабены-авлакогены, расчленившие антеклизу на отдельные поднятия-своды. Дальнейшее расчленение антеклизы и начало ее общего погружения относится к концу среднего — началу позднего девона. Погружение продолжалось в позднем палеозое, в результате чего антеклиза целиком превратилась в погребенную структуру, существование которой было обнаружено лишь глубоким бурением (Шатский, 1946). В мезозое западная, а в палеогене юго-западная части антеклизы продолжали испытывать слабое опускание.

В современном структурном плане по поверхности фундамента в составе антеклизы выделяются следующие структурные элементы. На западе, на правобережье Волги это Т о к м о в с к и й с в о д, с отметками фундамента менее 1 км в вершине; в восточном крыле свода, на границе с Московской синеклизой протягивается Окско-Цнинский вал — одна из наиболее характерных структур этого типа на Русской плите. К востоку от Волги и по обе стороны нижней Камы располагается Т а т а р с к и й с в о д, с минимальной глубиной залегания фундамента около 1,5 км, отделенный от Токмовского Казанской седловиной. Северным, точнее северо-северо-восточным вы-

ступом Токмовского свода служит вытянутое Котельническое (Котельническо-Сысольское) поднятие, точнее гряда, по терминологии геологов ВНИГРИ, а Татарского свода — соответственно Комин-Пермяцкое поднятие (гряда). Оба эти поднятия на севере упираются в Притиманский прогиб и разделяются Кировско-Кажимским, или Казанско-Сергиевским авлакогеном, активно развивавшимся сначала в рифее, затем в среднем девоне и далее вовлеченным в слабые погружения вплоть до юрского времени. В дальнейшем над ним возник сложный Вятский вал, протянувшийся от Кирова до Казани на расстояние около 400 км.

Наиболее восточная часть Волго-Уральской антеклизы известна как Пермский свод, а наиболее южная — как Жигулевско-Оренбургский свод. Первый вытянут в северо-северо-западном — юго-юго-восточном направлении, второй в широтном, параллельно борту Прикаспийской синеклизы, с которой он граничит по системе флексур и разломов. С севера Жигулевско-Оренбургский свод также ограничен (по фундаменту) разломом, поверхностным проявлением которого служат знаменитая со времени работ А. П. Павлова прослеживаемая на 350 км флексура Самарской луки и сопровождающий ее Жигулевский вал, на востоке сменяющийся Большекинельским. Этот разлом служит южным ограничением Серноводско-Абдулинского авлакогена, заложеного еще в рифее и отделяющего Жигулевско-Оренбургский свод от Татарского. Северное ограничение авлакогена (в более верхних горизонтах чехла прогиба или желоба) также сопровождается цепочками локальных поднятий, объединенных в валы: Сокско-Шешминский, Туймазинский.

Валами (Керенско-Чембарский и другие) осложнены и крылья Рязано-Саратовского прогиба, возникшего над рифейским Пачелмским авлакогеном, имеющим также очень сложное строение и состоящим из ряда частных грабенных и разделяющих их горстов. Особенно сложно построен район Саратова, где происходит сочленение авлакогена с бортом Прикаспийской синеклизы; в чехле это отражается образованием куполовидных поднятий с необычно крутым для платформенных структур наклоном крыльев — до 20° и более.

Одной из наиболее примечательных структур Восточно-Европейской платформы является сложный Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, возникший в среднем девоне в качестве рифта на своде Украинско-Воронежского щита и входящий, вместе с тем, в систему разрывных дислокаций, прослеживающихся далеко на юго-восток через Каспий и Мангышлак в Среднюю Азию и на северо-запад через Варшаву и Познань на Берлин, и вдоль северного фронта Среднеевропейских герцинид. Существование этого линеамента было подмечено впервые А. П. Карпинским (знаменитые «линии Карпинского»), а его значение раскрыто впоследствии в работах В. Е. Хаина (1958 г.), Н. Ю. Успенской в 1961 г. и др. (Айзберг и др., 1971). Протяженность Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена составляет около 1500 км, ширина до 250 км.

Западное звено этого сложного авлакогена представлено Припятским авлакогеном субширотного простирания, разделяющим Белорусскую антеклизу и северо-западную часть Украинского щита. Припятский авлакоген имеет по фундаменту глубину до 4—4,5 км и очень сложное внутреннее строение. Он осложнен, в частности, продольным горстом, в западной части которого (Микашевичский выступ) фундамент поднят до нулевых отметок. В девоне Припятского прогиба известны две соленосные толщи — одна франского и другая фаменского возраста; с ними связаны эмбриональные проявления соляной тектоники (соляные подушки).

Днепровско-Донецкий авлакоген отделен от Припятского Брагинским поперечным выступом (горстом); в отличие от Припят-

ского он обладает северо-западным — юго-восточным простираем и значительно большей глубиной, от 8 до 10—12 км на крайнем юго-востоке, на сочленении с Донбассом. В этом авлакогене помимо двух девонских соленосных толщ, *одновозрастных припятским, развита третья — нижнепермская.* С девонскими толщами связаны интенсивные проявления соляной тектоники, с достаточно типичными соляными куполами. В деталях внутренняя структура Днепровско-Донецкого авлакогена очень сложна (Чирвинская и др., 1968). Помимо краевых разломов, выделяются разломы, ограничивающие центральный грабен и уходящие, по данным ГСЗ, в верхнюю мантию.

Эти разломы в осадочном чехле проявлены сравнительно короткими кулиско расположенными разрывами. К продольным разломам приурочены цепочки соляных куполов. Наряду с продольными разломами структура впадины нарушена поперечными разломами, лежащими, как правило, на продолжении глубинных разломов, разделяющих мегаблоки Украинского щита (Криворожско-Кременчугский, Кировоградский и др.). Сегменты авлакогена, разделенные этими разломами, отличаются по своему строению. С зоной Орехово-Павлоградского разлома совпадает переход от авлакогена к Донецкому складчатому сооружению и одноименному каменноугольному бассейну. Переход совершается по простираению и, с одной стороны, является довольно постепенным — глубина погружения фундамента закономерно возрастает уже вдоль самого авлакогена, отдельные стратиграфические единицы, а также антиклинальные и синклинальные зоны непрерывно прослеживаются из Днепровско-Донецкой впадины в Донбасс. С другой стороны, на сравнительно коротком расстоянии происходят существенные изменения, выражающиеся в основном в следующем: 1) глубина погружения фундамента и соответственно мощность осадочного выполнения возрастает вдвое — от 10 км в среднем для Днепровско-Донецкой впадины до 20—25 км для Донбасса (это увеличение происходит в основном за счет карбона, в котором появляется мощная паралическая угленосная формация); 2) исчезают проявления соляной тектоники, возможно в связи с фациальным замещением девонской соленосной толщи; складчатая структура приобретает линейный характер, центральное положение в ней занимает Главный антиклиналь, что говорит об инверсии; разрывные нарушения представлены надвигами; 3) резко возрастает степень катагенетических изменений осадочных пород; появляются небольшие интрузии основного состава и ртутно-полиметаллическая минерализация. Все эти признаки, а также то обстоятельство, что в своем юго-восточном продолжении Донецкая (Донецко-Каспийская) складчатая система непосредственно смыкается с герцинидами Предкавказья, не позволяют включать Донбасс в состав внутриплатформенной структуры типа авлакогена и говорить о едином авлакогене или прогибе Большого Донбасса.

Совершенно очевидно, вместе с тем, что Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и Донецко-Каспийская геосинклиналь возникли одновременно в среднем девоне на древнем, эпикарельском платформенном основании, вдоль единой системы разломов. Правда, неоднократно высказывалось предположение о возникновении всего Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена еще в рифее, что как будто подтверждалось присутствием последнего в Припятской впадине. Однако рифей здесь развит в полосе Волыно-Оршанского прогиба, пересекающего Припятский грабен, и, следовательно, не имеет отношения к образованию этого грабена. Между тем, в основании восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса недавние работы методом ГСЗ действительно обнаружили сравнительно узкий, в полтора — два раза уже девонского, грабен, выполненный мощной (до 10—12 км) явно додевонской, скорее всего, рифейской и, возможно, нижнепалеозойской толщей отложений (Соллогуб, Чекунов, 1975). Таким образом, для центральной

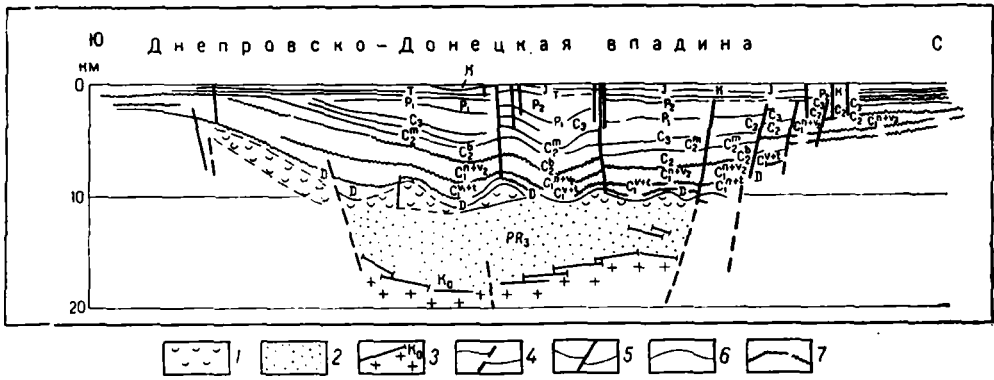


РИС. 8. Геологический профиль через Днепровско-Донецкую впадину (Днепровско-Донецкий авлакоген и Украинская синеклиза) в направлении Синельниково—Чугуев (по В. Б. Соллогубу и А. В. Чекунову).

1 — соленосная толща девона; 2 — рифей; 3 — поверхность кристаллического фундамента; 4 — разломы по геофизическим данным; 5 — то же по геологическим данным; 6 — стратиграфические границы по геологическим данным; 7 — то же, по геофизическим данным

и восточной частей авлакогена рифейский возраст его первоначального заложения становится весьма вероятным.

Зарождение или возрождение Днепровско-Донецкой зоны погружений в среднем девоне, более слабых на северо-западе и весьма интенсивных на юго-востоке, сопровождалось довольно интенсивными проявлениями щелочно-базальтового (вулканыты) и щелочно-ультрабазитового (интрузивные тела) магматизма, с максимумом на западе Днепровско-Донецкой впадины, в районе Чернигова и с более кислыми производными в южном борту Донецкого бассейна. В общем, это вулканизм типа, весьма характерного для рифтовых зон континентов. Краевые разломы Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена сохранили свою активность вплоть до середины визейского века (в Донбассе, очевидно, и позже). С этого времени область прогибания стала заметно расширяться и постепенно авлакоген преобразовался в плоскую Украинскую синеклизу (рис. 8). В позднем мелу погружения охватили и склоны смежных поднятий — Украинского щита, Белорусской и Воронежской антеклиз, но затем их ареал испытал последовательное сокращение.

К Припятско-Днепровско-Донецкому авлакогену приурочено значительное число нефтяных и газовых месторождений, размещенных в отложениях от девонских до пермских (последние на востоке Днепровско-Донецкой впадины). В Припятской впадине известны также крупные залежи калийных солей.

Прикаспийская синеклиза, как отмечалось выше, принадлежит к совершенно особому типу платформенных впадин; для них предлагалось наименование узловых синеклиз (В. Е. Хайн), экзогональных синеклиз (В. С. Журавлев), батисинеклиз (А. Л. Ставцев), фиалогенов (В. Д. Наливкин), амфилиз (М. В. Муратов), но ни одно пока не получило общего признания. Специфичность этой структуры подчеркивается не только размерами (0,5 млн. км²), но и главным образом огромной мощностью осадочного чехла — до 20—23 км в центре впадины, утонением коры до 22—30 км в центральной части, утонением базальтового и выклиниванием (здесь же) ее гранито-гнейсового слоя (рис. 9). Последний в какой-то мере замещается в центре впадины слоем со скоростями продольных сейсмических волн 6,7—6,8 и до 7,0 км/с, в то время как собственно «базальтовый» слой обнаруживает скорости 7,0—7,2 и до 7,5 км/с. Этот «надбазальтовый» слой может интерпре-

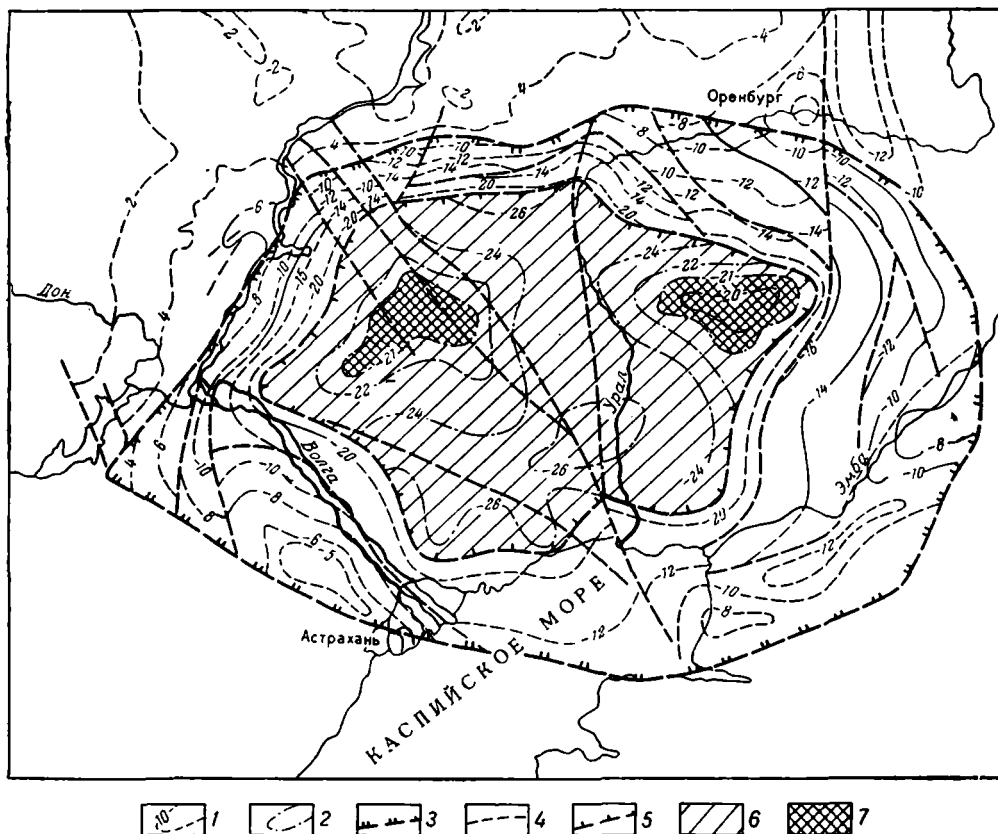


РИС. 9. Схема рельефа поверхности кристаллического основания Прикаспийской впадины по геофизическим данным (по К. Е. Фоменко, упрощена).

1 — изогипсы поверхности докембрийского «гранитного» кристаллического фундамента; 2 — изогипсы поверхности «базальтового» слоя; 3 — зоны глубинных нарушений шовного типа; 4 — дизъюнктивные нарушения; 5 — предполагаемая граница зоны отсутствия «гранитного» слоя; 6 — область распространения «базальтового» фундамента Прикаспийской впадины; 7 — наиболее приподнятые участки поверхности «базальтового» фундамента

тироваться по-разному, но скорее всего как реликт дегранитизированной нижней части гранито-гнейсового слоя. Области отсутствия типичного гранитного слоя отвечают интенсивные гравитационные максимумы — Аралсорский и Хобдинский.

От основной части Русской плиты Прикаспийская впадина отделена периферическими уступами флексурно-разломной природы. Вдоль северного уступа поверхности подсолевого палеозоя погружается от 1,2—2,5 до 3—4 км, западный уступ обладает амплитудой до 2 км. На юге впадину отделяет от Донецко-Каспийской герцинской складчатой зоны Астраханское сводовое поднятие с минимальными отметками кровли фундамента — 4 км. Это поднятие, вероятно, отделено от впадины разломом вдоль низовьев Волги. На юго-востоке разлом по оси Южноэмбенского поднятия разграничивает Прикаспийскую впадину и юго-восточную ветвь Зилаирско-Инской зоны Южного Урала. Наконец, в районе южнее Актюбинска в пределы впадины уходит вырождающееся окончание Предуральского прогиба; оно сопровождается с запада поднятием подсолевого палеозоя и, вероятно, также фундамента.

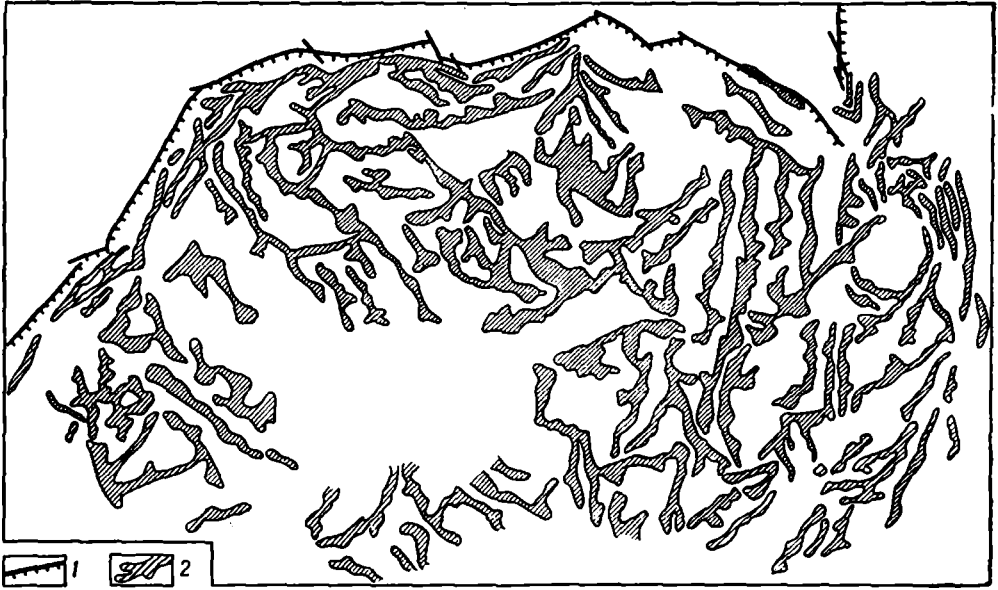


РИС. 10. Грядовое расположение соляных структур Прикаспийской впадины (по Г. И. Кричевскому и В. Л. Соколову).

1 — флексурно-разломная граница впадины; 2 — соляные гряды

Прикаспийская впадина — область ярчайшего проявления соляной тектоники, связанной с накоплением в конце ранней (кунгурский век) — начале поздней (казанский век) перми мощной толщи каменной соли. Первичная мощность этой толщи составляла 3 км. В настоящее время соль образует многочисленные, более тысячи, штоки, над которыми возникли соляные купола, некоторые (Челкар, Санкебай) гигантских размеров до 100 км в поперечнике и площадью до 10 000 км². Как показали исследования В. Л. Соколова и Г. И. Кричевского, на глубине 1000—1500 м соляные штоки сливаются посредством узких солевых перемычек в протяженные гряды, а на уровне — 2000—2500 м расположение этих гряд приобретает сотовый или ячеистый рисунок, в котором можно подметить элементы некоторой ориентировки (рис. 10). Так, на востоке, близ Урала (Мугоджар) соляные гряды имеют преимущественно меридиональное простирание, в центральной части диагональное (северо-западное и северо-восточное), а вдоль северного и западного бортов преобладают гряды соответственно широтного и северо-восточного простирания. Аналогичная картина характерна для Галф-Коста в Северной Америке.

В промежутке между грядами и куполами соль оказывается большей частью полностью выжатой. Поверхность подсолевого палеозоя залегает в центральной части впадины на глубине 9—10 км (рис. 11). Она в общем субгоризонтальна, но местами нарушена разломами и обнаруживает погружение в Волго-Уральском междуречье, на продолжении Ульяновско-Саратовского прогиба (Новоузенский грабен), а также на востоке, в районе Хобдинского гравитационного максимума к югу от Бузулукской депрессии. Основная часть мощности надсолевого этажа принадлежит пермотриасовой моласоидной формации, выше которой залегают значительно менее мощные юрские, меловые и палеогеновые отложения типично платформенной природы. На конец миоцена — середину плиоцена приходится перерыв, в течение которого своды соляных куполов подверглись значительному размыву.

Вследствие этого соляные штоки нередко непосредственно перекрываются плащом верхнеплиоценовых — четвертичных отложений. Там же, где в их кровле сохранились породы мезозоя — палеогена, последние обычно нарушены грабенами. Кроме того, купола часто сопровождаются компенсационными синклиналиями.

Происхождение и ранние стадии развития Прикаспийской впадины пока еще недостаточно ясны. Анализ магнитного и отчасти гравитационного поля показывает, что впадина представляет собой наложенную структуру; в рельефе подсолевого ложа и даже надсолевого этажа довольно отчетливо ощущается продолжение структур Русской плиты. Р. А. Гафаров подчеркивает сходство спокойного и мозаичного магнитного поля впадины с полями Беломорского и Северодвинского массивов и на этом основании допускает существование здесь погребенного архейского массива. В рифее весьма вероятно продолжение в пределы впадины Пачелмского авлакогена и возможно существование другого, меридионального авлакогена в ее восточной части. Представляла ли будущая Прикаспийская впадина область осадконакопления в раннем палеозое, силуре и раннем девоне — остается пока неясным. Во всяком случае, мощность этих отложений здесь вряд ли значительна, и их площадное развитие должно быть ограниченным. Более определенные данные имеются для среднего—позднего девона и начала карбона. Литолого-фациальные изменения соответствующих образований в направлении Прикаспийской впадины указывают на вероятность накопления в пределах последней, с одной стороны, относительно глубоководных осадков, обогащенных органическим веществом, и, с другой стороны, песчано-глинистых толщ, соответствующих эпохам перерывов в платформенном обрамлении. Структурная дифференциация будущей впадины, видимо, еще была достаточно значительной. Зоны наибольших прогибаний, вероятно, совпадали, по В. Л. Соколову, с современными гравитационными максимумами, т. е. с зонами утонения коры. Это должно означать, что кора Прикаспийской впадины уже в это время обладала «субокеаническим» характером.

О следующей стадии развития впадины, приходящейся на визе-артинское время, важные сведения доставлены скважинами, пробуренными на ее борту в районе Красного Кута к юго-востоку от Саратова. Здесь установлено резкое уменьшение в направлении впадины мощности карбонатной формации среднего карбона — нижней перми, с 1200 до 50 м и ее замещение преимущественно терригенной темноцветной толщей общей мощностью более 1500 м. В зоне перехода развиты рифовые постройки барьерного типа, сопровождающиеся обломочным шлейфом. За счет резкого сокращения мощностей карбонатной формации в рельефе подсолевого ложа возник крутой склон высотой в 1500 м; в фундаменте и более древнем палеозое ему соответствует разлом небольшой амплитуды. Эти и другие данные привели В. Л. Соколова к заключению, что уже, по крайней мере, в среднем карбоне Прикаспийская впадина приобрела современные очертания и превратилась в глубоководный бассейн с некомпенсированным погружением. Однако элементы более древнего структурного плана сохранились, хотя и в ослабленном виде.

В кунгурско-казанское время в связи с подъемом герцинских складчатых сооружений в южном и восточном обрамлении впадины, а также Воронежской антеклизы, к западу от нее, в Прикаспийской впадине началось интенсивное соленакопление, которое сменилось в конце перми и в триасе отложением мощной пестроцветной молассоидной формации, на востоке и юге замещаемой настоящей молассой. В конце триаса — начале юры впадина заполнилась осадками, испытала осушение и превратилась в аллювиальную равнину, но начиная со средней юры опускания возобновились и достигли наибольшей амплитуды в поздне меловую эпоху. В палеогене погружение локализуется в Волго-Уральском междуречье, а в неогене вообще прекращается, возобновляясь лишь в конце плисцена и в плейстоцене. Осадки этого наи-

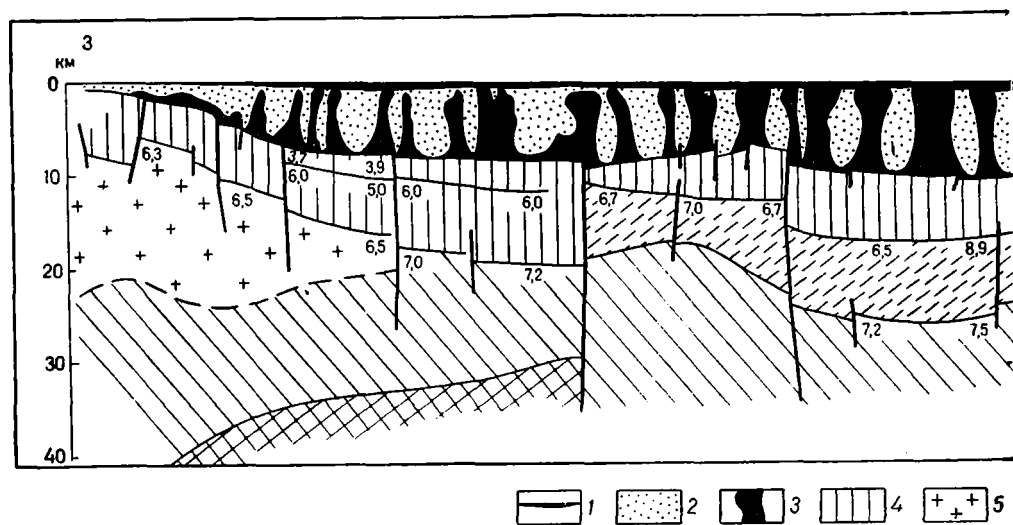


РИС. 11. Сейсмогеологический разрез Прикаспийской впадины по линии Камышин — Актубинск (по В. Л. Соколову, с изменениями).

1 — верхний плиocen; 2 — палеоген, мезозой и верхняя пермь; 3 — соляные штоки и гряды; 4 — подсолевые отложения; 5 — «гранитный» слой консолидированной коры; 6 — «базальтовый» слой коры; 7 — верхняя мантия; 8 — слой с промежуточными свойствами между «гранитным» и «базальтовым» слоями (возможно, низы осадочного слоя); 9 — разломы. Цифры на рисунке — граничные скорости продольных волн

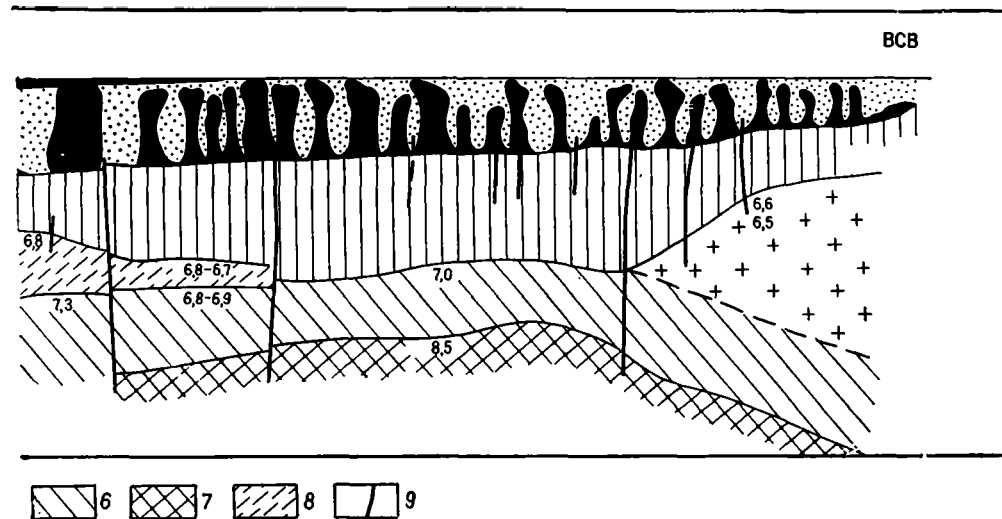
более верхнего структурного яруса впадины имеют небольшую мощность, за исключением тех полос, где они выполняют предакчагыльские эрозионные врезы, в частности долину Палеоволги вдоль унаследованного еще с рифея (?) Новоузенского прогиба.

Развитие соляных гряд началось, по В. Л. Соколову, еще в позднепермское время; соляные купола продолжали свой рост, усиливавшийся в период региональных перерывов (Г. Е.-А. Айзенштадт), в течение всего мезозоя и кайнозоя. Геодезические наблюдения на Баскунчакском полигоне и геоморфологические в долине Нижней Волги показывают, что рост куполов продолжается и в современную эпоху со скоростью нескольких сантиметров в год.

К Прикаспийской впадине приурочено значительное число относительно небольших нефтяных и газовых месторождений. Предполагается, что еще не вскрытые ресурсы (в основном газовые) связаны с крупными погребенными поднятиями подсолевого палеозоя в периферических частях впадины, а также с образованиями пермо-триаса межкупольных мульд в ее центральной части (Соколов, 1970).

На западе и на юге Восточно-Европейская платформа обрамляется зонами перикратонных опусканий: Вислянско-Днестровской и Причерноморской.

Вислянско-Днестровская перикратонная зона простирается более чем на 1500 км вдоль северо-восточного крыла краевого шва — линии Тейсейра—Торнквиста от Балтийского моря до Молдавии. С востока в эту полосу глубоких опусканий фундамента вливаются Балтийская (Польско-Литовская) синеклиза и Подляско-Брестский прогиб; несколько южнее за Ратненским выступом к ней примыкает Люблинско-Львовская впадина. На этих участках перикратонная зона достигает наибольшей ширины и глубины (6—8 и более км); напротив, она испытывает пережимы на западных погружениях Мазурско-Белорусской антеклизы и Украинского щита.



Разрез осадочного чехла в пределах Вислянско-Днестровской зоны включает отложения от рифейских до кайнозойских, причем для северного отрезка характерно по сравнению с Балтийской синеклизой развитие относительно более глубоководных глинистых граптолитовых фаций ордовика и силура, повышенной мощности. На южном отрезке, примыкающем к Украинскому щиту, ордовик и силур выражены карбонатной формацией. Для нижнего девона на всем протяжении зоны типично развитие красноцветной лагунной формации. В основании Люблинской впадины вдоль краевого шва протягивается грабен, сформированный к началу карбона. Отложения девона и карбона достигают максимальной мощности в Люблинско-Львовской впадине; они затронуты близ краевого шва герцинской складчатостью. Пермские, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения ограничены в своем распространении северным и центральным отрезками зоны и отсутствуют на юге; верхний мел и кайнозой развиты на всем ее протяжении.

Причерноморская зона перикратонных опусканий имеет меньшую протяженность — около 1000 км и представляет собой далекий склон Украинского щита, переходящий в шовный грабен на границе древней и молодой платформ. В пределах зоны на западе распространены отложения почти всего разреза фанерозоя, но восточнее поперечного Одесского разлома сплошным развитием пользуются лишь верхнемеловые и кайнозойские образования, под которыми в наиболее погруженной части зоны местами появляются нижнемеловые, юрские и пермские (последние на Ейском полуострове).

Общий наклон фундамента в пределах Причерноморской зоны более пологий, чем в полосе Вислянско-Днестровской зоны, в соответствии с меньшей глубиной погружения фундамента. Осадочный чехол также более интенсивно нарушен в Вислянско-Днестровской зоне.

5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Катархейско-раннеархейский (кольско-днепровский) этап. Реликтами этого этапа являются древнейшие, избежавшие последующей переработки мегаблоки Балтийского и Украинского щитов — Кольский и Приднепровский, сохранившие свой первичный возраст более 3,0—3,2 и до 3,5 млрд. лет.

Число таких блоков, вероятно, больше, но значительная их часть испытала последующую, в основном позднеархейскую — раннепротерозойскую, переработку и поэтому в настоящее время не может быть уверенно установлена. Кольский и Приднепровский мегаблоки являются останцами древнейшей континентальной коры, которая, как показывает состав конкско-верховцевской серии Приднепровья, возникла за счет гранитизации толщ основных вулканитов, т. е. первичной коры океанического типа. Как на Украине, так и на Кольском полуострове, наиболее устойчивыми к процессам гранитизации оказались толщи, обогащенные прослоями железистых кварцитов. Достаточно очевидно по самой форме реликтовых блоков древнейшей континентальной коры и их разломным ограничениям, что первоначально эта кора должна была распространяться на гораздо большую площадь, возможно даже на площадь всей будущей платформы, но, вероятно, имела сравнительно небольшую и неравномерную мощность. Дробление этой коры в кольскую тектоно-магматическую эпоху привело к образованию позднеархейских геосинклинальных трогов и к обособлению между ними блоков типа срединных массивов, к которым и относятся Кольский и Приднепровский. Не исключено, что бурением и радиогеохронометрическими исследованиями будут обнаружены и другие блоки этого возраста.

Позднеархейский (беломорско¹-бугский) этап. Характер вулканизма и осадконакопления на этом этапе принципиально, видимо, мало отличался от происходящих на предыдущем этапе, поэтому образования этого возраста отделяются от более древних лишь радиометрически. Подобно последним ², их метаморфизм достигает гранулитовой ступени ³, и в настоящее время они представлены основными гнейсами, гранулитами и амфиболитами, возникшими преимущественно по основным вулканитам. Эти породы испытали интенсивную мигматизацию и гранитизацию; продуктами последней явились плагиоклазовые и микроклиновые гранитоиды. В ряде районов развиты чарнокиты (Прибалтика, Белоруссия, Побужье, Волго-Уральская антеклиза). Гранитизация предшествовало внедрению габброидов и гипербазитов, не образующих, однако, четко выраженных поясов. Для внутренней структуры архейских блоков, как ранних, так и поздних, исключительно характерны гнейсовые (гранито-гнейсовые) купола, с чем и связан пятнисто-мозаичный рисунок их гравитационного и магнитного полей. Число блоков коры с позднеархейским (2,7—2,6 млрд. лет) радиометрическим возрастом уже довольно велико, но часть таких блоков утратила этот возраст вследствие ранне- и среднепротерозойской тектоно-магматической переработки. Очевидно, к концу архея мощность континентальной коры и ее «сплошность» возросли, что позволило при очередном дроблении коры, происшедшем в конце беломорской эпохи, т. е. в начале протерозоя, уцелеть значительно большему числу срединных массивов (см. рис. 7).

Раннепротерозойский (карельский) этап. К началу этого этапа площадь будущей Восточно-Европейской платформы оказалась подразделенной на большое число относительно консолидированных массивов и пролежавших между ними сравнительно узких геосинклинальных систем (протогеосинклиналей) различного простирания. Интересно, что в пределах данной платформы все эти системы относятся еще целиком к эвгеосинклинальному типу,

¹ Авторы «Геохронологических рубежей...» называют завершающую данный этап тектогенеза эпоху саамской, используя термин А. А. Полканова и учитывая, очевидно, что беломорская эпоха первоначально датировалась в 1900 млн. лет. Однако последний термин является, видимо, более подходящим, ибо именно в данную эпоху произошло становление беломорид.

² Но конкско-верховцевская серия сравнительно слабо метаморфизована — в амфиболитовой и даже эпидот-амфиболитовой фации (I).

³ На Балтийском щите метаморфизм гранулитовой фации мог иметь место лишь в кольскую эпоху («Геохронологические рубежи...», 1972), а в беломорскую происходил уже регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации.

т. е. характеризуются интенсивным основным вулканизмом, по крайней мере на ранних стадиях развития. Присутствие наряду с метаспилитами и диабазами метапорфиров и кератофиров указывает на распространение типичной спилито-диабазо-кератофировой формации. Несколько позже получили значительное развитие джеспилиты (Кривой Рог,¹ КМА). Достаточно широко распространены метаморфизованные габбро и гипербазиты. Метаморфизм в основном амфиболитовой, реже эпидото-амфиболитовой ступени. Гранитоиды уже могут быть расчленены (К. А. Шуркин) на две формации — более раннюю автохтонную и складчатую плагиогранитную формацию и более позднюю аллохтонную формацию плагиомикроклиновых гранитов. Региональный метаморфизм и гранитизация карельской (раннекарельской) тектоно-магматической эпохи завершили становление и консолидацию континентальной коры на большей части площади Восточно-Европейской платформы; в итоге к началу среднего протерозоя возникли уже довольно крупные протоплатформы; к ним относятся вся северо-восточная часть Балтийского щита, почти весь Украинский щит, западная часть Воронежского массива и т. д.

Среднепротерозойский (свекофеннский) этап. Типичной геосинклиналью этого этапа является Свекофеннская зона Балтийского щита, достигающая на юго-востоке Ладожского озера (ладожская серия). Другая геосинклинальная зона намечается по распространению воронцовской серии в восточной части Воронежской антеклизы. Примечателен флишеидный облик как ладожской, так и воронцовской серий и общее преобладание терригенных пород над вулканитами. Возможно существование геосинклиналей этого возраста и в северо-западной части Украинского щита (осницкий комплекс); такие геосинклинали могли быть распространены и в центральных районах Русской плиты, но по геофизическим данным невозможно отличить собственно карелиды (ранние карелиды) от свекофеннид (поздних карелид) и, следовательно, установить относительную распространенность последних. Развитие среднепротерозойских геосинклиналей завершилось достаточно интенсивной складчатостью, метаморфизмом от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, внедрением основных (габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы) и значительно реже ультраосновных пород и, наконец, гранитообразованием; граниты большей частью аллохтонные, плагиомикроклиновые.

В пределах относительно опущенных участков протоплатформ, например, в центральной Карелии происходило накопление осадков чехла (ятулий и его аналоги); проявлялся также основной магматизм (суйсарские вулканы, габбро-диабазы Прионежья и др.).

С окончанием данного этапа практически вся современная территория Восточно-Европейской платформы испытала полную консолидацию. Более того, имеются все основания полагать, что эта консолидация не ограничилась этой территорией и первоначально распространялась на всю площадь будущего Европейского континента и даже на смежные континенты. Свои современные очертания платформа приобрела лишь значительно позже (см. ниже).

Начало позднего протерозоя — готский этап. Западная периферия будущей платформы, от Шведской Лапландии до Приазовья, в начале позднего протерозоя обнаруживала повышенную подвижность и магматическую активность (см. рис. 7). Наиболее характерным проявлением последней явилось образование вулканоплутонической ассоциации со средним возрастом 1650 млн. лет, включающей крупные дифференцированные плутоны гранитов рапакивы, габбро-лабрадоритов, анортозитов, а также кислые лавы (Дала-порфиры, овручские кварцевые порфиры и т. п.) и игнимбриты (субиотний). Этот периферический коровый магматизм, свидетельствующий о повышенном тепловом потоке и способствовавший гомогенизации кристаллического фундамента платформы, пространственно тяготеет к районам залеже-

ния геосинклинальных поясов неогей. На востоке его проявления известны в Башкирском Урале (Бердяушский плутон).

После образования гранитов рапакиви и сопутствующих им магматитов продолжалось общее воздымание платформ, сопровождавшееся ее раскалыванием на отдельные глыбы. Разломы достигли верхней мантии, а магматиты приобрели исключительно основной состав. Они переслаиваются местами с кварцевыми песчаниками нотнийского типа, отложенными в плоских и более или менее изометричных депрессиях.

Середина и конец позднего протерозоя — дальсландский и раннебайкальский этапы. С начала этого этапа будущая платформа приобретает свою современную конфигурацию, в связи с заложением обрамляющих ее геосинклиналей — Тимано-Уральской, Галицийско-Кавказской, за возможным исключением лишь северо-западного контура, поскольку накопление осадков в геосинклинали Скандинавских каледонид начинается лишь после 800 млн. лет. Но северо-западный выступ платформы — Южно-Скандинавский массив и его продолжение — под каледонидами уже в это время испытывает частичную регенерацию, которая, однако, вскоре завершается дальсландской складчатостью и внедрением гранитов типа Бохус—Арендаль.

Тем временем на будущей Русской плите начинается формирование системы ранних авлакогенов — стадия кратонизации сменяется авлакогенной стадией. Авлакогены заполняются толщей осадков нижнего — среднего рифея (рис. 12). Наиболее протяженная полоса авлакогенов рассекает платформу примерно по диагонали Львов—Котлас. Вторая полоса, более прерывистая, намечается в направлении Ладожское озеро — Саратов с вероятным продолжением вдоль Новоузенского прогиба. Параллельно этой северо-западной — юго-восточной диагонали простирается более короткая диагональ от Кандалакшского залива Белого моря до Северной Башкирии. Здесь эта полоса авлакогенов сливается с Камским перикратонным прогибом; в свою очередь Волыньско-Котласская зона смыкается с Днестровским прогибом аналогичного типа. Оба перикратонных прогиба в направлении от платформы переходили в миогеосинклинальные зоны соответственно Уральской и Галицийской (Прикарпатско-Добруджинской) геосинклинальных систем. Весьма вероятно существование перикратонного прогиба и вдоль Тиманской геосинклинали и его сочленение с Волыньско-Котласской полосой опусканий.

Волыньско-Котласская зона авлакогенов разделила фундамент платформы на Балтийский и Сарматский щиты, а Пачелмский авлакоген дополнительно расчленил последний на Украинско-Воронежский, осложненный рифейским Днепровско-Донецким авлакогеном, и Волго-Камский щиты. Наконец, Волго-Камский щит, в свою очередь, оказался разбитым широким Серноводско-Абдулинским авлакогеном на юге и несколькими долготными грабенами на севере.

По данным И. Е. Постниковой (1977), в начале рифея широким развитием пользовалась красноцветная обломочная формация, в нижней части в основном континентальная и грубообломочная. К концу раннего рифея гравелиты и песчаники вытесняются алевролитами и глинами, красная окраска частично сменяется серой и даже черной, появление глауконита свидетельствует о смене континентальных условий прибрежно-морскими. На рубеже раннего и среднего рифея происходит оживление тектонической активности, сопровождавшееся внедрением пластовых интрузий габбро-диабазов как на западной (Волыно-Подолія), так и на восточной (Камская впадина) окраине платформы и даже местами в центральной ее части (Приладожье, Крестецкая впадина).

Среднерифейский цикл осадконакопления явился близким повторением раннерифейского, причем он также закончился фазой тектоно-магматической активизации с внедрением габбро-диабазов. Мощность ниже-среднерифей-

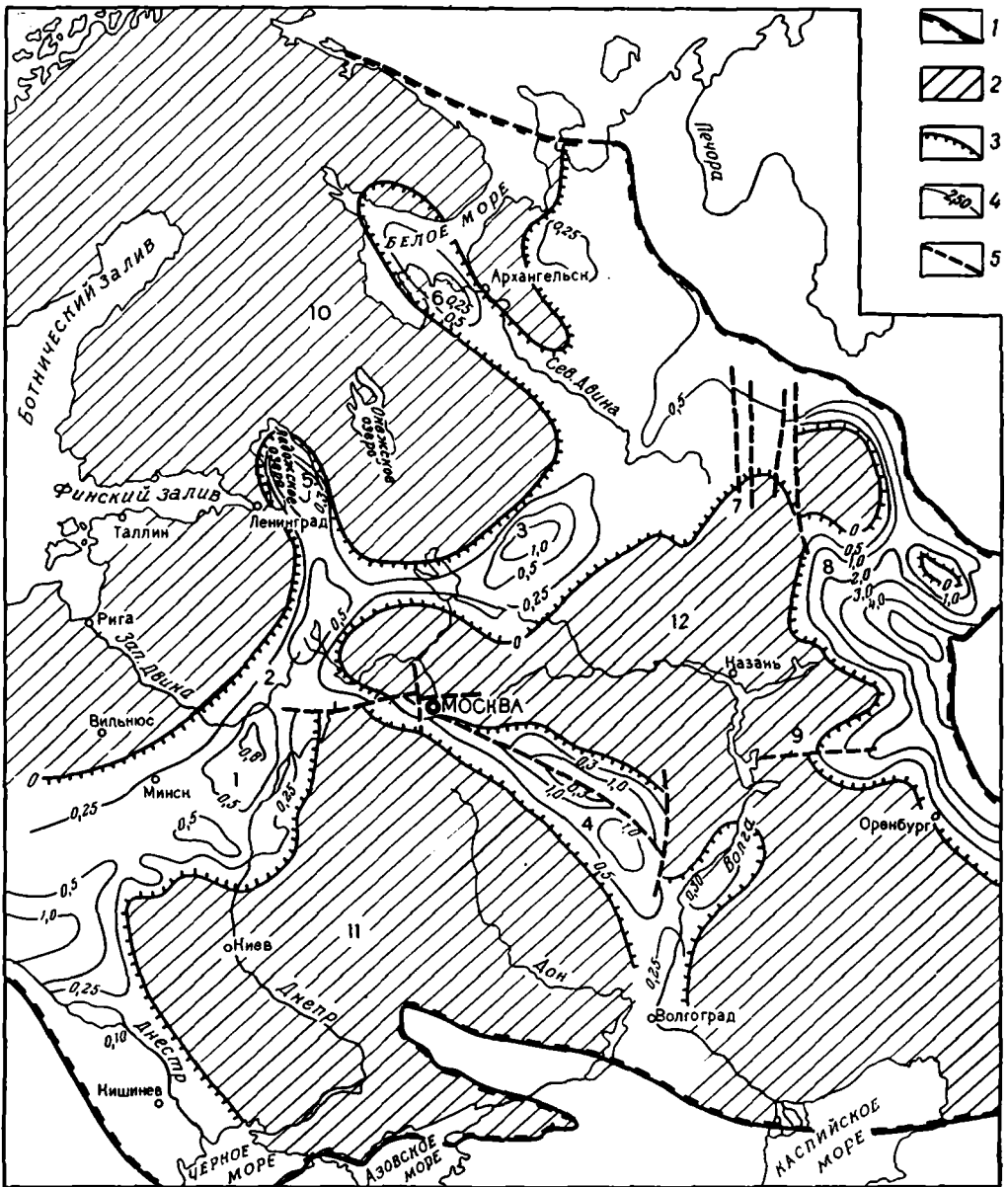


РИС. 12. Схема распространения и распределения мощностей рифея и нижнего венда Русской плиты Восточно-Европейской платформы (по Н. С. Иголкиной, В. П. Кирикову, Т. Ю. Кривской с изменениями и дополнениями по работам И. Е. Постниковой, М. И. Островского и др.).

1 — современная граница платформы; 2 — области отсутствия отложений; 3 — граница распространения отложений; 4 — изопахиты; 5 — основные разломы.
 Основные структуры. Авлакогены: 1 — Оршанский; 2 — Крестецкий, 3 — Среднерусский, 4 — Пачелмский, 5 — Приладожский, 6 — Беломорский, 7 — Кажимский, 8 — Калтасинский, 9 — Радаевский; щиты: 10 — Балтийский, 11 — Сарматский, 12 — Волго-Камский

ских образований в Камской перикратонной впадине достигает 4,5 км, а в авлакогенах центральной части Русской плиты — Среднерусском, Московском, Пачелмском — 2—3 км. Весьма значительной является, вероятно, общая мощность рифея в Днепровско-Донецком авлакогене.

Позднерифейские отложения, по данным И. Е. Постниковой, пользуются на Русской плите меньшим распространением, чем ниже- и среднерифейские, и обладают меньшей мощностью, достигающей 1 км лишь в Камском перикратонном прогибе и не превышающей 0,5—0,6 км в центральных частях Русской плиты. В значительной мере это следствие предвендского размыва. Вместе с тем, несомненно и отмирание некоторых грабенообразных структур более раннего периода. По своему формационному составу верхний рифей представлен в отличие от более древних образований почти исключительно морскими, то терригенными, преимущественно алевролитовыми с глауконитом, то карбонатными образованиями. В Камском перикратонном прогибе развивались барьерные рифы. Конец позднего рифея отмечен новыми поднятиями и интрузиями габбро-диабазов.

Каледонский этап (венд — ранний девон). На рубеже рифея и венда, а точнее в середине венда авлакогенная стадия развития Русской плиты сменилась плитной стадией. Выразилось это прежде всего в расширении областей осадконакопления, вышедших за пределы авлакогенов. К концу раннего венда сформировалась огромная Балтийско-Московская синеклиза, протянувшаяся от Южной Белоруссии до Тимана, но ограниченная на западе склонами Балтийского щита, достигавшими еще Риги и Гродно. В пределах этой синеклизы уже к началу кембрия образуется Локновское поднятие, позже превратившееся в Латвийскую седловину, отделившую Балтийскую синеклизу от Московской.

Осадки нижнего венда в нижней части представлены морской терригенной или терригенно-карбонатной формацией, вначале красно- или пестроцветной, выше сероцветной с глауконитом. Эта часть разреза некоторыми исследователями относится еще к рифею; в своем распространении она была ограничена авлакогенами. Во второй половине раннего венда область Русской плиты оказалась охваченной мощным оледенением, что проявилось в накоплении тиллитов, тиллоидов и мариногляциальных отложений. Одновременно, особенно на западной окраине платформы, интенсивно проявился базальтовый вулканизм; вулканогенный материал присутствует и среди осадков центральных районов Русской плиты. Очевидно, отнюдь не случайно оледенение и вспышка вулканизма оказались синхронными значительной перестройке общей структуры плиты.

В позднем венде осадконакопление распространилось на всю Балтийско-Московскую синеклизу, широко соединявшуюся с Притиманским, Приуральским (Камским) и Вислянско-Днестровским перикратонными прогибами и образывавшую залив в направлении Рязани—Саратова (рис. 13). Господствующей формацией является морская сероцветная терригенная с глауконитом, по периферии поднятий она замещается пестроцветной. Вулканизм постепенно затухает, одновременно с общим ослаблением тектонической активности. Переход к кембрию не сопровождался существенными изменениями характера осадконакопления, но в структурном плане произошла заметная перестройка — Балтийско-Московская синеклиза сильно расширилась к западу, поглотив южную часть Балтийского щита и соединившись с Гампианской геосинклиналью, и, наоборот, сократила свою площадь на северо-востоке, очевидно, в связи с поднятием Тимана. Таким образом, направление регионального погружения шарнира синеклизы изменилось на противоположное. Приуральский перикратонный прогиб с началом кембрия надолго прекратил свое существование.

В позднем кембрии площадь платформы испытала общее, хотя и слабое поднятие, фиксируемое перерывом в осадконакоплении. В ордовике погружения возобновились и продолжались в течение силура, но теперь они охватывают лишь Прибалтику, западную часть Московской синеклизы и Вислянско-Днестровский прогиб. Основная формация ордовика — силура мелко-водно-морская карбонатная, с появлением регрессивных эвапоритов в верхах

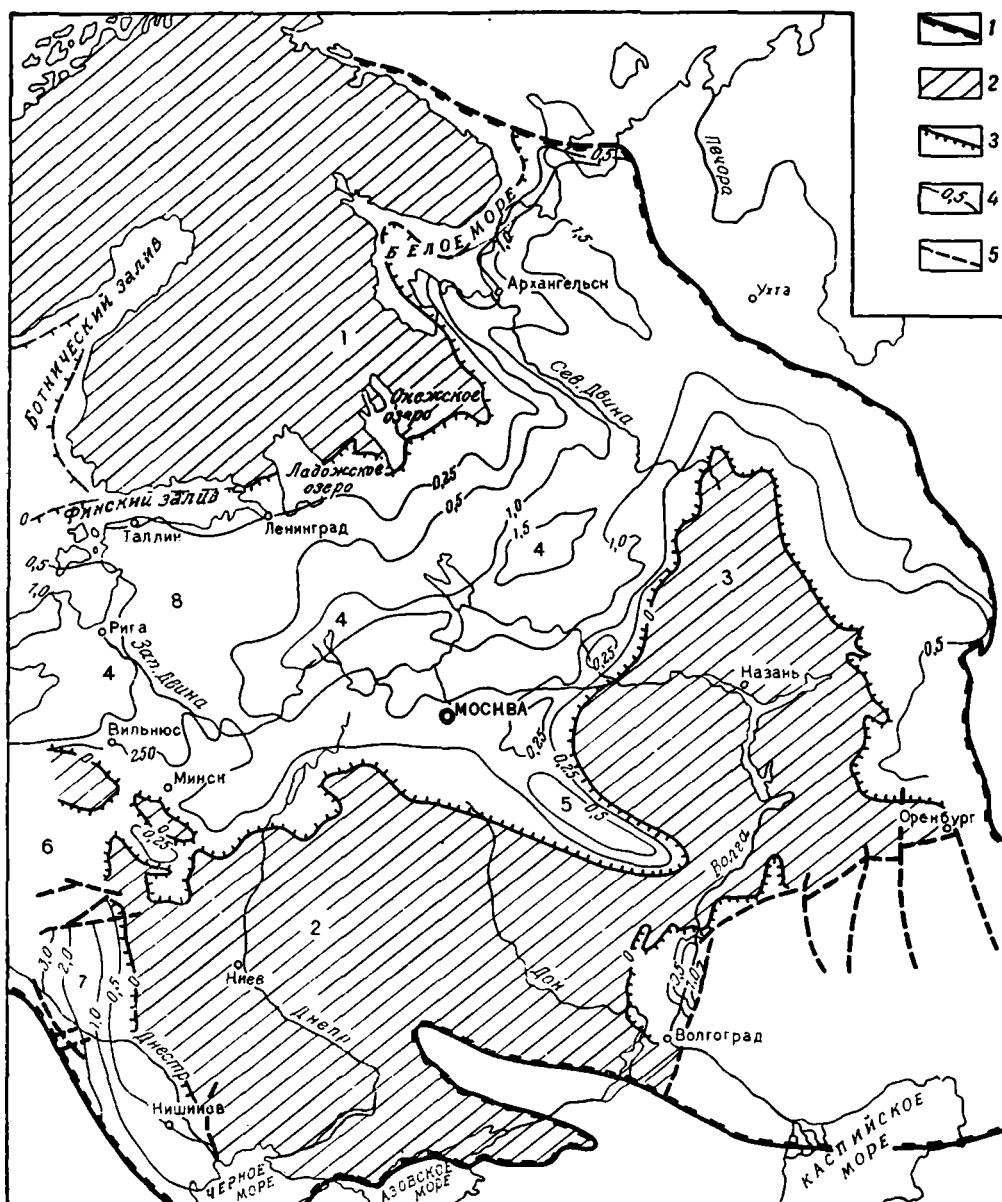


РИС. 13. Схема распространения и распределения мощностей верхнего венда, кембрия, ордовика и силура Русской плиты (по Н. С. Иголкиной, В. П. Кирикову, Т. Ю. Кривской с изменениями и дополнениями по работам И. Е. Постниковой, М. И. Островского и др.).

1 — современная граница платформы; 2 — области отсутствия отложений; 3 — граница распространения отложений; 4 — изопахиты; 5 — основные разломы.
 Основные структуры. Щиты: 1 — Балтийский, 2 — Сарматский, 3 — Волго-Камский; 4 — Балтийско-Московская синеклиза; 5 — Пачелмский прогиб; 6 — Брестская впадина; 7 — Львовский прогиб; 8 — Локновское поднятие

силура. В направлении западного края древней платформы, т. е. в перикратонной зоне в Польском Поморье карбонатные осадки ордовика — силура замещаются граптолитовыми сланцами весьма значительной (> 1000 м) мощности.

В конце силура — начале девона синхронно с мощными поднятиями в каледонской геосинклинали Скандинавии и более слабыми на Урале происходит новое общее осушение платформы. Красноцветные континентальные отложения нижнего — низов-среднего девона известны лишь в Вислянско-Днестровском перикратонном прогибе, где они местами со значительным несогласием перекрывают более древние отложения, включая силурийские, что свидетельствует о каледонских деформациях чехла в краевой части древней платформы.

Общий размер погружения на данном этапе развития платформы был относительно небольшим. Мощности превышают 1000 м лишь в центральной части Московской и Мезенской синеклиз и в перикратонных прогибах — Вислянско-Днестровском (более 3000 м) и Притиманском. Основная часть этой мощности приходится на вендские отложения.

Герцинский этап (средний девон — средний триас). Начало герцинского этапа ознаменовалось весьма серьезной перестройкой структуры платформы. К этому времени она получила складчатое обрамление — байкальское на северо-востоке и юго-западе, каледонское — на северо-западе; зато на востоке и на юге погружения по периферии платформы резко усилились, и в геосинклинальный процесс оказались вовлеченными значительные участки, ранее входившие в ее состав, в частности Донецко-Каспийская полоса. Украинско-Воронежский щит оказался окончательно расколотым, возникшим на продолжении этой полосы Припятско-Донецким авлакогеном; далее к западу в этой же зоне опусканий образовался менее глубокий Подляско-Брестский прогиб, открывающийся уже в Среднеевропейскую герцинскую геосинклиналь. Если бы Украинский щит оказался менее устойчивым, а Полесская перемычка между ним и Мазурско-Белорусской антеклизой была разрушена, вся юго-западная часть платформы вошла бы в состав Средиземноморского геосинклинального пояса. Однако этого не произошло, и неправы отдельные исследователи, которые, начиная с Д. Н. Соболева и М. М. Тетяева, стремятся отнести Припятско-Донецкий прогиб вместе с Донбассом к категории геосинклиналей («Амодеицкая геосинклиналь» Д. Н. Соболева), а Украинский щит к структурам типа геоантиклиналей, срединных массивов, антиклинориев.

К началу герцинского этапа (рис. 14) относится приобретение Мазурско-Белорусской и Воронежской антеклизами их современной конфигурации. Балтийская синеклиза в девоне снова превратилась, как и в венде, в западную центроклиналь Московской синеклизы, а в карбоне временно прекратила самостоятельное существование. Московская синеклиза (вместе с Мезенской) с карбона обособилась в крупную и глубокую (мощность осадков до 2 км) впадину с шарниром, погружавшимся в направлении Уральской геосинклинали. Вся полоса, прилегавшая к этой геосинклинали, оказалась охваченной опусканиями, которые в конечном счете привели в позднем девоне к погружению ниже уровня моря Волго-Камского щита и его превращению в Волго-Уральскую антеклизу. Это погружение сопровождалось раскалыванием щита, с возрождением, в частности, на севере, субмеридионального Казанско-Сергиевского авлакогена (в живетском веке). В позднем девоне — раннем карбоне в пределах Волго-Уральской области развивалась весьма своеобразная система Камско-Кинельских прогибов (рис. 15), первично тектонические черты которых резко усилены и затушеваны седиментационно-денудационными процессами. В осевой части этих прогибов отлагались относительно глубоководные отложения, в частности, так называемая доманиковская фация верхнего девона, а в период континентального перерыва в середине визе господствовала эрозия; в дальнейшем дефицит осадков был компенсирован быстрым накоплением аллювиальных фаций. По бортам прогибов протягиваются цепочки биогермов, а за их пределами распространены мелководноморские карбонатные отложения небольшой мощности (рис. 16).

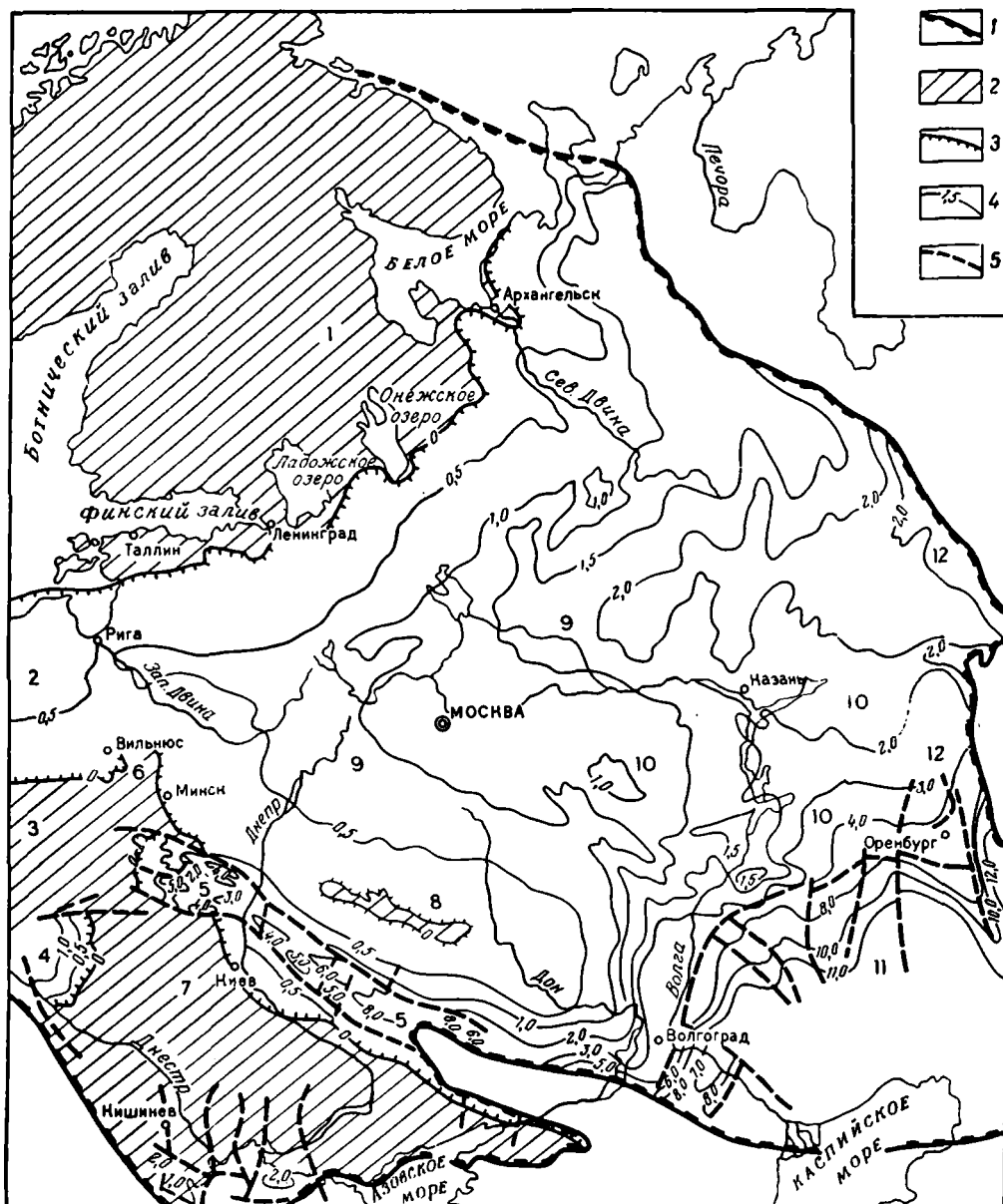


РИС. 14. Схема распространения и распределения мощностей девона, карбона и перми Русской плиты (по Н. С. Иголкиной, В. П. Кирикову, Т. Ю. Кривской, упрощена).

1 — современная граница платформы, 2 — области отсутствия отложений; 3 — граница распространения отложений; 4 — изопахты; 5 — основные разломы.

Основные структуры: 1 — Балтийский щит, 2 — Балтийская синеклиза, 3 — Брестская впадина, 4 — Львовский прогиб, 5 — Припятско-Днепровский авлакоген, 6 — Белорусская антеклиз, 7 — Украинская синеклиза, 8 — Воронежская антеклиз, 9 — Московская синеклиза, 10 — Волго-Камская антеклиз, 11 — Прикаспийская синеклиза, 12 — Приуральский прогиб

В девоне впервые определенно устанавливается Прикаспийская область опусканий, причем уже как зона накопления глубоководных осадков. Однако, как отмечалось, это опускание происходило дифференцированно; на

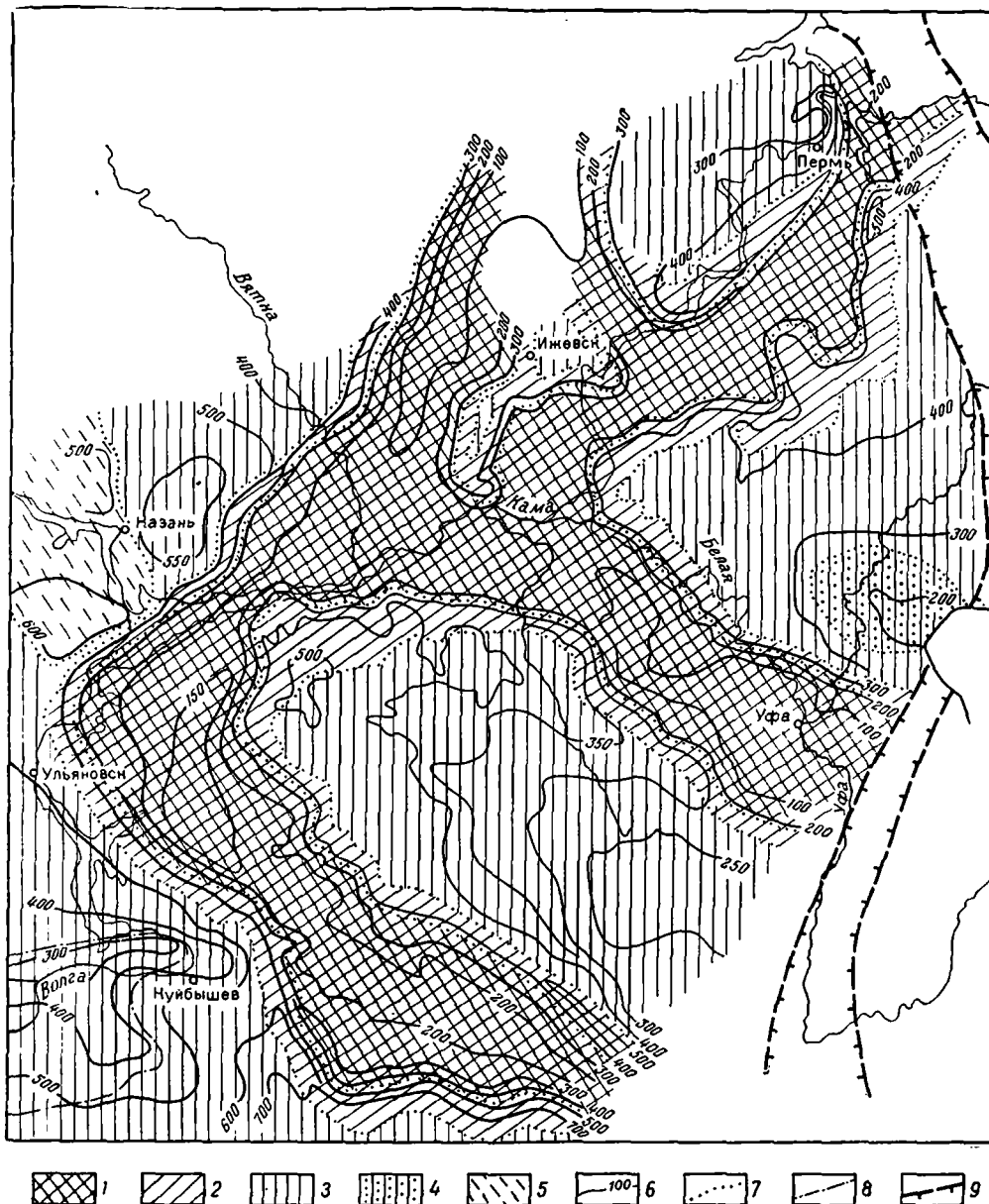


РИС. 15. Система Камско-Кинельских прогибов на фоне распределения мощностей и фаций карбонатной толщи девона Волго-Уральской области (по М. Ф. Мирчинку, Р. О. Хачатрян и др., упрощена).

Морские относительно глубоководные фации: 1 — зона битуминозных, кремнисто-глинистых известняков, мергелей и сланцев доманиковой фации; морские мелководные фации: 2 — зона преимущественного развития массивных карбонатных пород рифовой фации, 3 — зона слоистых известняков и доломитов с подчиненным развитием отложений рифовой фации, 4 — зона слоистых известняков и доломитов с пачкой терригенных отложений орловской свиты, 5 — зона слоистых известняков и доломитов с углито-терригенными отложениями условской свиты; 6 — изопахиты; 7 — границы фаций; 8 — границы отсутствия среднефранкских отложений в Самаро-Лукско-Чапаевском и Прикаратауском районах; 9 — границы Предуральского прогиба

западе намечается продолжение Нижневолжского прогиба, разделявшего Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы, на востоке — Бузулукской впадины, расположенной между Жигулевско-Пугачевским и Оренбургским

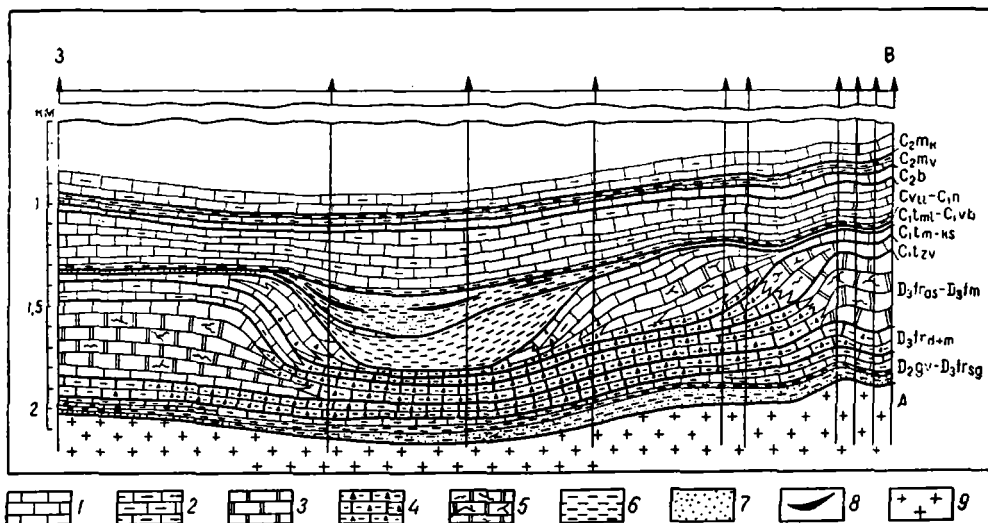


РИС. 16. Схематический профиль Усть-Черемшанского звена Камско-Кинельской системы прогибов по линии Мордовино—Нурлат (по М. Ф. Мирчинку, Р. О. Хачатряню и др., упрощен).

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — битуминозные глинисто-кремнистые известняки и сланцы; 5 — массивные, преимущественно рифогенные известняки и доломиты; 6 — глины и аргиллиты; 7 — песчаники; 8 — угли и углистые сланцы; 9 — гранито-гнейсы

сводами этой антеклизы, а между ними вероятно существование зоны относительных поднятий.

Смена каледонского структурного плана герцинским сопровождалась оживлением подвижек вдоль глубинных разломов в фундаменте платформы и значительной вспышкой магматической деятельности, с максимумом в конце среднего и особенно в начале позднего девона. Продукты этого магматизма, представленного как в эффузивной, так и в интрузивной (субвулканической) форме, принадлежат в основном щелочно-базальтовой формации, но довольно разнообразны по составу — от ультрабазитов до собственно щелочных пород. Наиболее интенсивным девонский магматизм был в авлакогенах, особенно Припятско-Донецком, и в зонах их сопряжения со щитами (Украинским) и антеклизмами (Воронежской, Волго-Уральской).

Последовательность осадочных формаций данного этапа начинается пестроцветной лагуно-континентальной формацией, с существенным развитием кварцевых песков — продуктов размыва кристаллического фундамента, в основном Балтийского щита. В конце среднего — начале позднего девона на смену этой формации приходит карбонатная, на востоке и в центре платформы представленная в основном субформацией зоогенных известняков, на юге и западе — субформацией пелитоморфных известняков и мергелей. К Припятско-Днепровско-Донецкому авлакогену оказывается приуроченной мощная соленосная формация верхнего девона, а к Прикаспийской синеклизе, системе Камско-Кинельских прогибов и Приуральскому перикратонному прогибу — формация битуминозных глин, известняков и горючих сланцев (доманик); последняя накапливается в условиях некомпенсированного погружения. Преобладание карбонатной формации продолжается до начала перми включительно, но прерывается на значительной площади в середине визе с кратковременным накоплением лимнической угленосной формации в центральных и восточных районах Русской плиты. На юге в позднем визе и намюре (башкире) получает распространение угленосная формация паралического типа. Начиная с сакмарско-артинского времени появ-

ляются эвапориты, получающие максимальное распространение в кунгурский век в Прикаспийской синеклизе. Здесь накопление эвапоритов продолжается и в казанском веке; в это время отложение эвапоритов происходит и на юге Балтийской синеклизы, составлявшей с перми восточную центрально-клиналь огромного Североморско-Балтийского (Среднеевропейского — см. главу V) бассейна. На смену эвапоритовой формации приходит пестроцветная лагунно-континентальная формация верхов перми — низов триаса, которой и заканчивается герцинский формационный ряд. В среднем триасе почти вся территория Восточно-Европейской платформы была сушей; лишь в центральных частях наиболее глубоких впадин известны маломощные, также пестроцветные континентальные осадки среднего триаса, а вдоль юго-западного края древней платформы в Польше и в Прикаспийской синеклизе наблюдались ингрессии опресненного морского бассейна с фауной раковинного известняка Средней Европы.

Некоторые изменения структурного плана происходили уже в течение самого герцинского цикла развития платформы. Так, со второй половины карбона начали нарастать поднятия вдоль меридиональной оси, соединявшей Балтийский и Украинский щиты, приведя к полному разобщению Балтийской и Московской синеклиз, углублявшихся соответственно к западу и востоку. Одновременно заметно усилилось погружение восточной части Русской плиты, примыкавшей к Уральской геосинклинали; последняя превратилась к концу карбона — началу перми в горную страну, а впереди нее возник Предуральский передовой прогиб. Припятско-Донецкий авлакоген закончил свое наиболее активное развитие в визейский век, когда прекратились движения по ограничивающим его разломам и накопилось более половины мощности осадочного выполнения, и с этого времени он начал превращаться в синеклизу. Балтийский щит испытал воздействие герцинских движений в форме образования в своей южной части грабена Осло с нижнепермскими красноцветами и несколько более молодой вулканоплутонической ассоциацией, а в северной части — крупных щелочных и ультраосновных плутонов Хибинских и Ловозерских тундр.

В целом в течение герцинского цикла произошли наиболее важные структурные преобразования Восточно-Европейской платформы. К этому циклу относится и возникновение многих валов и локальных поднятий Русской плиты, в частности Волго-Уральской области.

Киммерийский и альпийский этапы (поздний триас — четвертичный период). На этом этапе, под явным воздействием высокой тектонической активности геосинклиналей Средиземноморского пояса — Карпатской и Кавказской, основные структурные преобразования и погружения затронули южную половину платформы (рис. 17). Впрочем, главные структурные элементы продолжали развиваться унаследованно; это относится к Балтийской (Польско-Литовской), Московской и Мезенской синеклизам, Мазурско-Белорусской и Воронежской антеклизам, Украинской синеклизе, возникшей на месте Припятско-Донецкого авлакогена, и к Прикаспийской впадине. Однако в то время как северные синеклизы постепенно «выходят из игры», резко замедляя или даже прекращая свое прогибание к концу мелового периода, Украинская синеклиза сильно расширяется за счет смежных поднятий, значительные опускания испытывают Причерноморский перикратонный прогиб и Прикаспийская впадина. На востоке, в пределах погребенной Волго-Уральской антеклизы, формируется Ульяновско-Саратовский прогиб, продолжающийся в Прикаспийскую впадину. На стыке последней с Воронежской антеклизой формируется Доно-Медведицкая система дислокаций. В Украинской и Прикаспийской синеклизах продолжается рост соляных куполов, начавшийся еще в конце герцинского этапа.

Мощности отложений данного этапа незначительны ($< 0,5$ км) во всей северной половине платформы, максимальны в Прикаспийской впадине

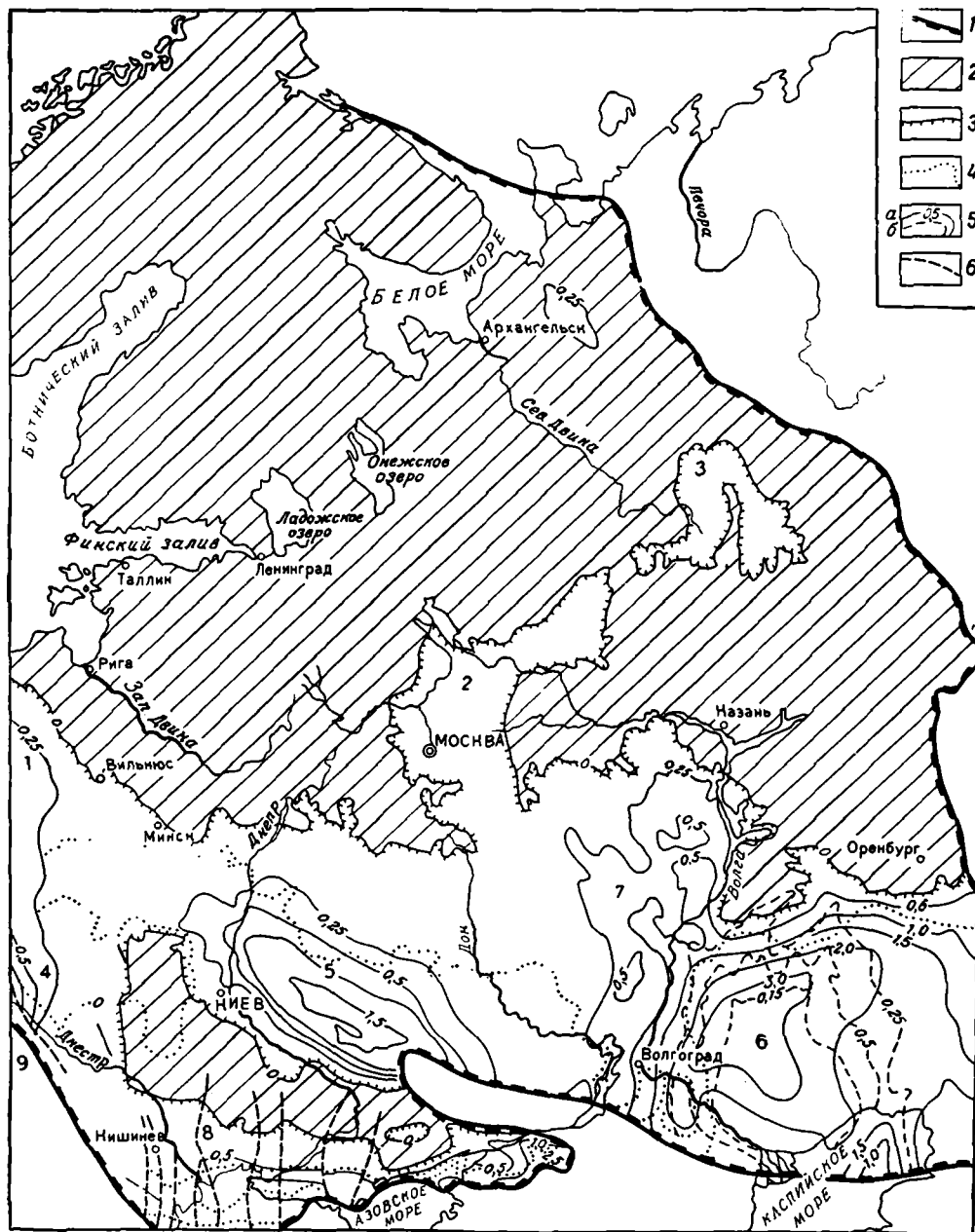


РИС. 17. Схема распространения и распределения мощностей мезозоя и кайнозоя Русской плиты (по Н. С. Иголкиной, В. П. Кирикову, Т. Ю. Кривской, упрощена).

1 — современная граница платформы; 2 — области отсутствия отложений; 3 — граница распространения отложений мезозоя; 4 — граница распространения отложений кайнозоя; 5 — изопахты: а — мезозоя, б — кайнозоя; 6 — наиболее значительные разрывные нарушения
 Основные структуры: (цифры на схеме). 1 — Балтийская синеклиза, 2 — Московская синеклиза, 3 — Вятско-Камская впадина, 4 — Львовская мульда, 5 — Украинская синеклиза, 6 — Прикаспийская синеклиза, 7 — Ульяновско-Саратовский прогиб, 8 — Причерноморская впадина, 9 — Прикарпатский прогиб

(> 3,0 км) и достигают 1,0—1,5 км в Украинской синеклизе, Вислянско-Днестровском и Причерноморском прогибах.

Киммерийско-альпийский формационный ряд Русской плиты начинается базальной сероцветной континентальной формацией, частично угленосной,

господствовавшей во впадинах в течение лейаса и первой половины доггера (до середины байоса). Эта формация постепенно сменяется также сероцветной и терригенной, но уже морской формацией верхней юры, состоящей в основном из темных, местами битуминозных глин и глауконитовых песчаников. В осевых частях наиболее глубоких впадин (Ульяновско-Саратовский прогиб, Прикаспийская впадина) эти осадки частично замещаются мергелями и горючими сланцами. В раннем мелу накопление морской терригенной формации продолжается, причем кварцево-глауконитовые пески характерны для более мелководных участков, а глины с сидеритами и фауной аммонитов — для более глубоководных, приуроченных к осевым частям впадин южной половины Русской плиты. В ее северной половине морские осадки чередуются с континентальными. Поздний мел — время максимальной трансгрессии и господства карбонатной, точнее мергельно-меловой, формации во всей южной и западной частях плиты. На склонах поднятий она замещается глауконито-кварцевыми песками. Примерно тот же характер осадконакопления сохраняется в палеоцене — эоцене, но часто карбонатные породы вытесняются мергелями и известковистыми глинами, а к глауконито-кварцевым пескам на периферии впадин присоединяются кремнистые породы — опоки. В олигоцене и начале миоцена формация глауконито-кварцевых песков в связи с общей регрессией вытесняется континентальной формацией кварцевых песков и каолиновых глин, особенно характерной для Украинской синеклизы (полтавская серия). В Причерноморском прогибе получает широкое распространение морская, относительно глубоководная темноцветная битуминозная глинистая формация, известная на Кавказе под названием майкопской серии. Наконец, в неогене (со среднего миоцена) в остаточных впадинах накапливаются те же маломощные континентальные кварцевые пески и глины, а в Приднестровском и Причерноморском прогибах и на отдельных участках Прикаспийской синеклизы мелководно-прибрежные пески, глины, известняки-ракушечники. На юго-западной периферии платформы сопряженно с поднятием Карпат в миоцене развивался Предкарпатский передовой прогиб. Очень любопытна недавно установленная ингрессия неогеновых морей глубоко в пределы бассейна Дона, связанная, вероятно, с эмбриональным рифтообразованием на продолжении Африкано-Аравийской рифтовой системы (Е. Е. Милановский). В четвертичном периоде вся северная и центральная части платформы охватываются оледенением и становятся областью отложения покровно-ледниковой формации морен, песков и ленточных глин. Юг остается областью размыва, за исключением Прикаспийской синеклизы, где продолжает отлагаться та же мелководно-морская регрессивная формация.

В целом история Восточно-Европейской платформы — это история ее постепенного раздробления и вовлечения в погружение, которое достигло своего максимума в герцинском цикле (отсюда и наиболее интенсивный магматизм) и сменилось новым преобладанием поднятий к концу альпийского этапа развития.

6. ВЫВОДЫ ПО ИСТОРИИ И СТРУКТУРЕ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа наряду с Северо-Американской относится к числу наиболее изученных древних платформ мира. Вместе с тем, обе эти платформы являются наиболее типичными представителями устойчивых платформ, и именно на их примере может быть дана обобщенная характеристика этого типа структур. Поэтому здесь придется неоднократно обращаться к сравнению Восточно-Европейской платформы с Северо-Американской.

Становление кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы завершилось к геохронологическому рубежу 1650 млн. лет, отмечен-

ному внедрением крупных дифференцированных плутонов габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви. Более или менее эквивалентное событие в Северной Америке — образование анортозитовых массивов Гренвильского пояса и других — датируется цифрой ~ 1350 млн. лет. При этом значительные участки фундамента обеих платформ консолидировались гораздо раньше — к 2000 млн. лет, а некоторые и еще раньше. Начало формирования сплошного осадочного чехла Восточно-Европейской платформы приходится на середину венда, т. е. на дату порядка 650 млн. лет, и, следовательно, интервал между окончанием становления фундамента и началом накопления чехла составляет огромную величину — миллиард лет! Этой цифрой измеряется продолжительность авлакогенной стадии развития Восточно-Европейской платформы, сменившей относительно кратковременную стадию кратонизации (1750—1650 млн. лет). Авлакогенная стадия в Европе, в отличие от Северной Америки, проявлена чрезвычайно типично. Основная система авлакогенов простирается через центральную часть платформы в юго-западном — северо-восточном направлении (Вольно-Оршанский и Среднерусский авлакогены), т. е. параллельно скандинавскому и южноэмбенскому ограничениям платформы. В районе Москвы от нее ответвляется система юго-восточного простираения, уходящая через Рязань и Саратов в Прикаспийскую синеклизу и параллельная тиманскому и карпатскому краям платформы. Вдоль этих контуров в рифее заложилась геосинклинальные системы.

Развитие авлакогенов сопровождалось трапповым магматизмом, проявления которого достаточно широко распространены и в Северной Америке (траппы Кивиноу, Коппермайн-Ривер и др.). Вспышки этого магматизма закономерно приурочены к готской, гренвильской и байкальской эпохам тектоно-магматической активности, т. е. к рубежам 1350, 1000 и 650 млн. лет. Повышенная активность эндогенных процессов была свойственна не только авлакогенам, но и разделявшим их поднятым участкам, свидетельством чего является радиометрическое омоложение пород, сопровождавшее процессы третинообразования, диафореза и гидротермальной деятельности. Примечательно, что породы фундамента оказались радиометрически омоложенными в интервале 1650—600 млн. лет в основном в пределах Русской плиты и перикратонных прогибов, в то время как на Балтийском и Украинском щитах и даже Белорусском и Воронежском массивах практически сохранились лишь более древние датировки. Это значит, что именно наиболее раздробленная на авлакогенной стадии развития часть платформы оказалась предрасположенной к последующим опусканиям и на плитной стадии стала местом заложения синеклиз. Подобная же картина наблюдается и на Северо-Американской платформе, под осадочным чехлом которой фундамент большей частью радиометрически омоложен до значений 1350—1000 млн. лет.

Плитная стадия развития Восточно-Европейской платформы началась несколько раньше, чем платформы Северо-Американской, — в венде, а не позднем кембрии, но заметно позже, чем Сибирской, где и фундамент, в общем, гораздо древнее. Эта стадия достаточно четко делится на отдельные тектонические этапы (циклы), в общем, вполне соответствующие этапам развития смежных геосинклинальных систем — байкальских Тимано-Уральской и Бретонско-Галицийской, каледонской Скандинавской, герцинских Уральской и Центрально-Добруджинско-Кавказской, киммерийской Северодобруджинско-Мангышлакской и альпийских Карпатской и Кавказской. Рубежи между этапами (средний — поздний кембрий, ранний девон, средний триас) знаменовались почти полным осушением платформы, за исключением перикратонных прогибов и Прикаспийской «экзогональной» (В. С. Журавлев), т. е. узловой синеклизы. От этапа к этапу происходила заметная перестройка структурного плана платформы, и прежде всего плана расположения основных зон погружений — синеклиз, которая в общем подчинялась известной закономерности, установленной А. П. Карпинским, — тяготению

к наиболее активным на соответствующем этапе геосинклиналям, которая сочается с унаследованностью тенденции движений от предыдущих этапов.

На байкальском этапе, т. е. в венде — раннем и среднем кембрии, основные опускания затронули Притиманье, Приуралье и Прикарпатье (Днестровский перикратонный прогиб), но унаследованно распространились также на полосу Среднерусского и Пачелмского авлакогенов, создав Балтийско-Московскую синеклизу в центре будущей Русской плиты.

В течение каледонского этапа продолжалось активное развитие Балтийско-Московской синеклизы, согласующейся в своем общем простираии со Скандинавской геосинклиналью, но отделенной от последней Балтийским щитом, а также развитие Днестровского прогиба и, возможно, Прикаспийской синеклизы, что соответствовало замедленному погружению восточного, южного и юго-западного геосинклинального обрамления платформы.

Значительную активизацию и существенную перестройку испытала платформа в начале герцинского этапа, в среднем — позднем девоне одновременно с усилением погружений в ее восточном и южном обрамлении. К этому времени относится оформление Припятско-Днепровско-Донецкой полосы авлакогенов, Донецко-Каспийской наложенной многогеосинклинали, а также сопровождающей последнюю с севера Белорусско-Воронежской зоны поднятий, выступавшей в виде узкой гряды фундамента. На востоке древний Волго-Уральский щит оказался прорезанным параллельной Уралу бороздой Камско-Кинельских прогибов, весьма вероятно имеющей тектоническую предопределенность. В конечном счете в конце герцинского этапа вся восточная часть платформы оказалась втянутой в интенсивные погружения, образовав огромную Восточно-Русскую впадину, южная часть которой слилась с Прикаспийской мегасинеклизой. Последняя резко усилила свое прогибание с кунгурского века и стала местом накопления мощной соленосной, а затем (пермо-триас) красноцветной обломочной формации. Таким образом, на герцинском этапе энергичной переработке подверглась вся южная и восточная части Восточно-Европейской платформы, под явным влиянием интенсивного развития Среднеевропейской, Добруджинско-Кавказской и Уральской геосинклиналей. Но и остальная, северо-западная часть платформы испытала активизацию, судя по проявлению пермского щелочного магматизма в грабене Осло и на Кольском полуострове. Этой герцинской активизации предшествовала каледонская, более скромных масштабов, одновременная с девонским орогенезом Скандинавских каледонид.

На киммерийском этапе, выделяемом с известной долей условности, наиболее значительные опускания проявились вдоль юго-западного и южного краев платформы, включая Прикаспийскую синеклизу, на юге в зоне влияния геосинклинальных или близких к ним прогибов Горного Крыма, Предкавказья, Б. Кавказа и Мангышлака. Но в Западной Европе геосинклинальная область была отделена от Восточно-Европейской платформы крупной зоной унаследованно развивавшихся герцинских поднятий, севернее которой возникла огромная Североморско-Балтийская (Среднеевропейская) область интенсивных погружений, северный борт которой и оказался наложенным на край древней платформы. На востоке и северо-востоке платформы продолжались слабые опускания, унаследованные от герцинского этапа. Эти опускания частично сохранились или возобновились и на альпийском этапе, вплоть до позднеплиоценовой трансгрессии в Поволжье и Прикамье, следовавшей, по Н. В. Кирсанову, вдоль ослабленной зоны близдолготного направления, наметившейся еще в девоне. Но наибольшие погружения альпийского этапа затронули, естественно, южную периферию платформы — Украинскую и Прикаспийскую синеклизы и Причерноморский перикратонный прогиб.

В общем, определяющее значение в формировании структурного плана платформы на отдельных этапах ее развития имело влияние наиболее активных из смежных геосинклиналей. Наряду с этим отмечается сохранение

(наследование) зон погружений и поднятий, возникших на более ранних этапах, особенно на непосредственно предшествовавшем этапе развития. В некоторых случаях зоны опусканий не примыкают непосредственно к геосинклиналям, а отделяются от них зонами поднятий, но согласованность простираний всех этих трех типов структур указывает на сопряженность их формирования (Скандинавская геосинклиналь — Балтийский щит — Балтийско-Московская синеклиза на каледонском этапе; Добруджинско-Кавказская геосинклиналь — Украинский щит — Днепровско-Донецкий авлакоген на герцинском этапе и т. п.). Украинский щит испытал резкую активизацию в орогенный период герцинского цикла.

Во времени развитие погружений на платформе (плите) запаздывает на полфазы по сравнению с их началом и кульминацией в геосинклиналях, как было уже давно отмечено А. Б. Роновым (1949 г.). Однако максимумы поднятий в подвижных зонах и на платформе при этом, в общем, совпадают, т. е. к концу этапа платформа как бы нагоняет геосинклиналь, за счет своего более быстрого опускания (а затем отстает, вследствие большей продолжительности поднятий). Благодаря этому рубежи между циклами (средний кембрий, ранний девон, средний триас, квартал) оказываются общими для платформы и смежных геосинклинально-орогенных систем.

Что касается более мелкой цикличности в смене трансгрессий и регрессий, то уже в работах Г. Кауского на примере нижнего палеозоя Скандинавской геосинклинали и Балтийского щита и западного склона Балтийской синеклизы, В. В. Тихомирова на примере верхнего мела Кавказа и Русской плиты, С. Ф. Федорова и А. И. Кутукова на примере среднего и верхнего палеозоя Урала и Поволжья была показана синхронность кратковременных «межъярусных» регрессий на Русской плите и в смежных геосинклиналях.

В целом на основе анализа соотношения движений Восточно-Европейской платформы и смежных геосинклиналей автор пришел к заключению о синхронности собственно колебательных движений и запаздывания волновых движений на платформах по отношению к движениям в смежных геосинклиналях (Ханн, 1951). В геосинклиналях погружения начинаются в обстановке продолжающихся воздыманий смежных континентальных платформ, что и обеспечивает мощный приток обломочного материала со стороны последних. В опускание постепенно вовлекаются перикратонные прогибы платформ, но только смена погружений поднятиями, т. е. инверсия в геосинклиналях индуцирует волну опусканий, последовательно распространяющуюся в глубь платформы, пока ее не нагонит идущая опять же со стороны бывшей геосинклинали, теперь орогена, более мощная волна поднятий.

Еще одна проблема, которая неоднократно обсуждалась на примере Русской плиты, — проблема соотношений структуры осадочного чехла и внутреннего строения фундамента. На первый взгляд, не существует никакой связи между ними, ввиду резко несогласованных структурных планов. Действительно, простирания главнейших структур Русской плиты — Балтийской и Московской синеклиз, Белорусско-Воронежской антеклизы, Днепровско-Донецкого авлакогена, а также Украинского щита, ориентированных в общем в субширотном направлении, — резко несогласны по отношению к преобладающим долготным простираниям линейных, в основном карельских структур фундамента. Это несоответствие должно казаться естественным, учитывая огромную длительность перерыва между концом формирования фундамента и началом отложения сплошного осадочного чехла.

Следует, однако, учитывать, что большая часть перечисленных структур чехла сложилась в своих современных очертаниях под влиянием герцинских движений, в основном Средиземноморского пояса, усиленных альпийскими движениями сходной ориентировки. Более древние структуры чехла, и особенно родоначальные для них рифейские авлакогены, оказываются уже не столь резко несогласными по отношению к структурам фундамента. Напротив,

как уже отмечалось в ряде работ, в особенности А. А. Богданова (1964), Р. А. Гафарова (1971) и И. Е. Постниковой (1977), в большинстве случаев авлакогены возникли над ниже- или среднепротерозойскими геосинклинальными бороздами, хотя в отдельных случаях они и занимают по отношению к ним секущее положение. Так как синеклизы в свою очередь образуются над авлакогенами, если не на их пересечении, эта унаследованность в определенной степени передается и синеклизам, по крайней мере на начальных этапах их развития. И лишь на более поздних этапах сложилась структура чехла уже почти полностью независимая от внутренней структуры фундамента. Но даже на этих этапах, и вплоть до новейшей тектонической эпохи продолжали проявляться движения и деформации, связанные с возобновлением подвижек вдоль разломов, ограничивающих карельские шовные геосинклинальные прогибы. Существенная роль таких движений хорошо показана на примере Причерноморского склона платформы (Ермаков, 1972).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 41—51.
- Барт Т., Рейтан П. Докембрий Норвегии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 47—97.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). — «Советская геология», 1964, № 9, с. 3—28.
- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1967, № 1, с. 8—26.
- Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — «Советская геология», 1969, № 4, с. 58—67.
- Велин Э. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 53—60.
- Веселовская М. М. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1963, № 7, с. 32—53.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд. ИЛ, 1959. 295 с.
- Гарбар Д. С. Иотний Юго-Западного Прионежья. Автореф. канд. дисс., Л., 1970. 18 с.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ Северного полушария. — В кн.: Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., 1971. 389 с.
- Гейер П. Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 98—153.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., «Наука», 1970. 227 с. Авт.: Н. Г. Судовников, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др.
- Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968. 196 с.
- Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 366 с. Авт.: В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев и др.
- Геология СССР, т. XXXVII, Карельская АССР. Геологическое описание. М., «Недра», 1960. 740 с.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972. 193 с.
- Гиларова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974. 223 с.
- Горлов Н. В. Структура беломорид Л., «Наука», 1967. 111 с.
- Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 4, с. 16—34.
- Ермаков Ю. Г. Основные черты палео- и неотектонических движений в пределах Причерноморской впадины. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 4, с. 923—926.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966. 66 с.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1972. 398 с.
- Зноско Е., Кубицки С., Рыка В. Тектоника кристаллического основания Восточно-Европейской платформы на территории Польши. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 79—92.

- Иголкина Н. С., Кириков В. П., Кривская Т. Ю. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской плиты. — «Советская геология», 1970, № 11, с. 16—35.
- Калаяев Г. И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 50—60.
- К вопросу о строении дорифейского фундамента территории Украины и Молдавии. — «Советская геология», 1971, № 6, с. 3—14. Авт.: А. И. Козловская, М. Г. Распопова, В. Н. Гладкий, Б. Л. Гуревич, М. В. Чирвинская.
- Кратц К. О. Геология Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 74—79.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитобразования в докембрии Балтийского щита. Л., «Наука», 1974. 207 с.
- Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 112—143.
- Неволин Н. В., Богданова С. В., Лапинская Т. А. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М., «Наука», 1968, с. 88—91.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1971. 83 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте УССР и МССР (ред. М. В. Муратов). Киев, 1972. 120 с.
- Основные черты тектоники Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973. 44—49 с. Авт.: Г. И. Горбунов, Ю. С. Зайцев, Г. И. Раскатов, Н. М. Чернышев.
- Палей П. Н. Основные черты тектоники Балтийского щита. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 11—34.
- Палей П. Н. Древнейшее образование платформенного типа в пределах Балтийского щита. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 178—185.
- Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М., «Недра», 1977. 320 с.
- Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1971, т. 175, 231 с.
- Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1974. 119 с.
- Рифейско-раннелазовский этап формирования чехла центральных и северных районов Восточно-Европейской платформы. — «Советская геология», 1975, № 10, с. 87—97. Авт.: М. И. Островский, А. Н. Золотов, Т. Д. Иванова, Ю. М. Саркисов.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.—Л., Изд. АН СССР, 1949. 391 с.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 403—438.
- Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970. 126 с.
- Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1971, т. 175, с. 6—87.
- Семенов Н. П. Сопоставление докембрия Украины и Балтийского щита. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 93—98.
- Сергеева Э. И. Рифейское осадконакопление на Кольском полуострове. — «Труды Ленингр. общества естествоисп.», 1973, т. 73, вып. 2, с. 76—80.
- Сидоренко А. В., Лунова О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 5, с. 1182—1185.
- Соколов В. А. Проблемы газоносности Прикаспийской впадины. Темат. научно-техн. обзор. М., ВИЭМС, 1970. 55 с.
- Соллогуб В. Б., Калужная Л. Т., Чекунов А. В. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований. Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25, с. 31—46.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования Украинской Советской Социалистической Республика. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев, 1971. 286 с.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры. — В кн.: Проблема физики Земли на Украине. Киев, 1975, с. 119—142.
- Структура фундамента платформенных территорий СССР. М., «Наука», 1975. 400 с.
- Сувейздис П. И. Основные черты строения и формирования осадочного чехла в Южной Прибалтике. — В кн.: Геофизические исследования в Южной Прибалтике. Вильнюс, 1972, с. 41—52.
- Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975. 240 с.

- Тектоника и зоны нефтегазоаккумуляции Камско-Кинельской системы прогибов. М., «Наука», 1965. 214 с.
- Тектоника Украинського щита. Киев, «Наукова думка», 1972. 300 с.
- Тугариннов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология древнейших формаций Кольского полуострова. — «Геохимия», 1975, № 9, с. 1275—1281.
- Фоменко К. Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1972, т. XVII, вып. 5, с. 103—111.
- Хайн В. Е. Некоторые общие закономерности развития платформ. — «Докл. АН СССР», 1951, т. LXXXI, № 2, с. 265—268.
- Хайн В. Е. Норгидо-Нигерийский подвижный пояс и условия заложения Западного Тетиса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 6, с. 1340—1343.
- Чирвинская М. В., Забелло Г. Д., Смекалина Л. В. Особенности строения фундамента Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, 1968, с. 11—26.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Урала. М., МОИП, 1945. 131 с.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1946, № 1, с. 5—62.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5—60.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154—261.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., «Наука», 1973. 174 с.
- Geology of Norway. Holtedahl O. (ed.). — «Norges Geol. Undersok.», Oslo, 1960, No. 208. 540 p.
- Gorbatschev R. Aspects and problems of Precambrian geology in western Sweden. — «Sver. Geol. Unders.» Ser. C., No. 650, Ars. 64, No. 7, 1971. 63 p.
- Lundegardh P. H. Neue Gesichtspunkte zum schwedischen Prakambrium. «Geol. Rdsch.», 1971, Bd. 60, Hf. 4, p. 1392—1405.
- Magnusson N. The Pre-Cambrian history of Sweden. — «Quart. J. Geol. Soc., Lond.», 1965, v. 121, p. 1—30.
- Michot P. Le segment orogenique fondamental du Rogaland meridional (Norvege). In «Etages tectoniques». Neuchatel, 1966, Boconniere, 1967. 332 p.
- Ramberg I. B. and Smithson S. B. Gravity interpretation of southern Oslo graben and adjacent Precambrian rocks, Norway. — «Tectonoph.», 1971, v. 11, No. 6, p. 419—460.
- Simonen A. Das finnische Grundgebirge. — «Geol. Rdsch.», 1971, Bd. 60, Hf. 4, p. 1406—1421.
- Sollogub V. B., Litvinenko I. V., Chekilov A. V. New D. S. S. — data on the crustal structure of the Baltic and Ukrainian Shields. — «Tectonoph.», 1973, 20, No. 1—4, p. 67—84.

ДОПОЛНЕНИЕ

За последнее время произошли важные изменения в представлениях о возрасте и соотношениях некоторых главных комплексов докембрия восточной части Балтийского щита и соответственно фундамента Русской плиты. Так в Кольском мегаблоке достаточно уверенно выделяется древнейший гранито-гнейсовый тоналитового состава фундамент, подстилающий кольскую железорудную серию. Напротив, докольский возраст основных — ультраосновных пород Монче-тундры, несмотря на новейшие радиометрические определения, вызывает сомнения, т. к. противоречит некоторым геологическим данным. Сомнительным представляется объединение в кольско-беломорский комплекс кольской и беломорской серий, поскольку в последней отсутствуют джеспилиты. Беломорский мегаблок вместе с гранулитовым комплексом, архейский возраст которого доказан в финской Лапландии, следует рассматривать как сложно построенный гранулитовый пояс, типа Станового или Восточно-Гатского, состоящий в основном из древних (докольских?) пород. В Карельском мегаблоке доказан архейский (>2,6 млрд. лет) возраст лопия — гимольской, парандовской серий и их аналогов, которые становятся на один уровень с кольской серией. Соответственно должен быть понижен возраст сумия — сариолия и ятулия, которые, очевидно, составляют нижнюю и верхнюю части нижнего протерозоя; для ятулия это доказывается новейшими радиометрическими датировками; в среднем протерозое остаются суйсарий и велсий. В разрезе Имандра-Варзугской впадины присутствуют аналоги ятулия и суйсария—велсий, в Печенгской — только последнего.

На Воронежском массиве аналогами докольского фундамента являются, вероятно, обоянский комплекс, который следует отделять от железорудного михайловского, а на Украинском щите — бугский; последний является аналогом Беломорского и других гранулитовых поясов. Зона разломов на границе Карельской и Свеккофенского мегаблоков, вероятно, продолжается через Ладожское озеро до северо-восточного склона Воронежского массива, где с ней связаны аналогичные проявления основного — ультраосновного магматизма и сопутствующего ему оруденения.

Глава III

КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

Древняя Восточно-Европейская платформа на северо-западе окаймлена складчатыми сооружениями каледонского, в основном позднекаледонского, возраста. Эти сооружения состоят из двух главных звеньев — Б р и т а н с к и х к а л е д о н и д, т. е. каледонид Ирландии, Шотландии, Северной Англии и Уэльса, и С к а н д и н а в с к и х к а л е д о н и д, занимающих большую часть территории Норвегии и пограничную с Норвегией полосу Центральной и Северной Швеции. Как Британские, так и Скандинавские каледониды имеют выдержанное северо-восточное простирание и прослеживаются до самой северной оконечности Скандинавского полуострова и материковой Европы в целом. Обычно считается, что отсюда каледонская складчатая зона продолжается уже в северном и даже северо-северо-западном направлении в пределы архипелага Шпицберген (Свальбард). Однако каледониды Шпицбергена существенно отличаются по своему строению и истории от Скандинавских, как, впрочем, и Скандинавские каледониды от Британских. Кроме того, лежащий между Шпицбергом и материком о-в Медвежий представляет собой участок более ранней консолидации (см. ниже), что существенно препятствует установлению прямых связей между каледонидами Шпицбергена и Скандинавии. И, наконец, некоторые геофизические и косвенные геологические данные дают основание считать, что основная (?) ветвь каледонид, сохраняя северо-восточное простирание, следует от Норвегии к северному острову Новой Земли, отделяя Баренцевоморскую плиту от Печорской.

Как бы то ни было, вся совокупность каледонид Северо-Западной Европы, включая каледониды Шпицбергена, относится к позднекембрийскому — раннепалеозойскому Атлантическому поясу, вместе с каледонидами Восточной Гренландии, Ньюфаундленда и Северных Аппалачей. Сторонники неомобилизма считают, что непосредственно после завершения каледонской складчатости до образования современного Атлантического океана Атлантический пояс был значительно уже наблюдаемого ныне пространства между западным и восточным его ограничениями. Вместе с тем допускают, что в собственно геосинклинальный период развития этого пояса, т. е. в кембрии — ордовике, существовал Протоатлантический океан шириной в тысячи километров, который и отвечал ранней стадии эволюции каледонской геосинклинали (Dewey, 1969).

Особую проблему составляет находящийся в тылу Британских каледонид и занимающий северо-западное побережье Шотландии и Внешние Гебридские острова древний кристаллический массив, который мы в дальнейшем будем называть Г е б р и д с к и м. С фиксистой точки зрения, считая Аппалачи непосредственным продолжением каледонид Восточной Гренландии, Гебридский массив может рассматриваться либо как срединный массив в Северо-Атлантической геосинклинальной области, либо даже как элемент небольшой древней платформы, для которой Э. Зюссом было предложено название п л а т ф о р м а Э р и а. Недавнее обнаружение обломков гнейсов льюисского типа (характерных для Гебридского массива) на подводной возвышенности Роколл и вероятность развития коры континентального типа в районе Исландско-Фаррерского порога подтверждают возможность существования довольно крупной глыбы древней континентальной коры в этом районе Атлантики; к ней могут относиться и Лофотенские

острова у побережья Норвегии (см. ниже). Между тем мобилисты доказывают наличие большого сходства между древнедокембрийскими комплексами Гебридского массива и Южной Гренландии и единодушно считают Гебридский массив обломком Канадско-Гренландского щита, отделившимся от последнего лишь в процессе раскрытия Северной Атлантики (см. ниже).

2. ГЕБРИДСКИЙ МАССИВ И БРИТАНСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ

Британские каледониды дают возможность наблюдать на поверхности суши полное сечение каледонской складчатой системы: на северо-западе она ограничена Гебридским массивом, на юго-востоке Восточно-Английским массивом (антеклизой), на юго-западе (Южный Уэльс, Южная Ирландия) продолжением Среднеевропейских герцинид (рис. 18).

Гебридский массив сложен в основном *льюисским комплексом* очень древних гнейсов, испытавших в большей своей части многократную переработку и резко несогласно перекрытых на юго-восточном склоне массива чехлом красноцветных молассоидов *торридонской серии*, на который уже с очень слабым несогласием залегают карбонатные шельфовые осадки кембрия — ордовика. С юго-востока по Мойнскому надвигу (шарьяжу) все эти образования перекрываются складчатыми и метаморфизованными породами каледонид.

Льюисский комплекс в непереработанном виде сохранился на небольшой площади в Северо-Западной Шотландии и в относительно малопереработанном состоянии на одном участке архипелага Внешних Гебрид. Р. Дирили (Dearnley, 1962) высказал предположение, что эти два участка первоначально составляли одно целое и были разобщены по сдвигу Минч, проходящему вдоль одноименного пролива между Шотландией и Гебридами параллельно известному сдвигу Грейт-Глен в самой Шотландии. Амплитуда этого сдвига оценивается в 125 км; смещение, как и у Грейт-Глена, левостороннее.

Первичные породы льюисского комплекса это серые пироксеновые гнейсы гранулитовой фации метаморфизма. Их происхождение (орто-?, пара-?) остается неясным. Среди гнейсов в виде согласных линз залегают ультраосновные и основные магматические породы, также метаморфизованные в гранулитовой фации. Наблюдается тектоническая полосчатость и мелкая складчатость, типичные для высокометаморфизованных толщ. Однако в целом характер первичных деформаций льюисского комплекса установить трудно; считается, что породы комплекса были смяты в складки юго-западного — северо-восточного направления, сундучные или острые. Льюисские гнейсы (гранулиты) и заключенные среди них базиты и ультрабазиты заведомо древнее 2600 млн. лет (Rb/Sr изохрона) и даже 2900 млн. лет (свинцово-изотопный метод), т. е. относятся к нижнему архею (катархею). Во всяком случае таков возраст первичного гранулитового метаморфизма. Тектоно-магматическую эпоху (~2600 млн. лет), известную как *скурская* (раннескурская) (Sutton a. Watson, 1969), Р. Г. Парк предложил переименовать в *бэдкаллскую*, чтобы не путать с позднескурской (Park, 1970).

Следующая эпоха переработки льюисского комплекса получила название *инверской* (позднескурской, по Дж. Саттону и Дж. Уотсон). С ней связано преобразование складок северо-восточного простирания в сжатые складки северо-западного простирания с субвертикальной кристаллизационной сланцеватостью, наложение метаморфизма амфиболитовой фации на гранулитовую, селективное выплавление пегматитов. Несколько позже образовались открытые асимметричные складки, а затем произошло внедрение, сначала в еще не остывшие породы, основных (долеритовых) даек, известных как «скурская дайковая серия». Их возраст определен в 2200 млн.

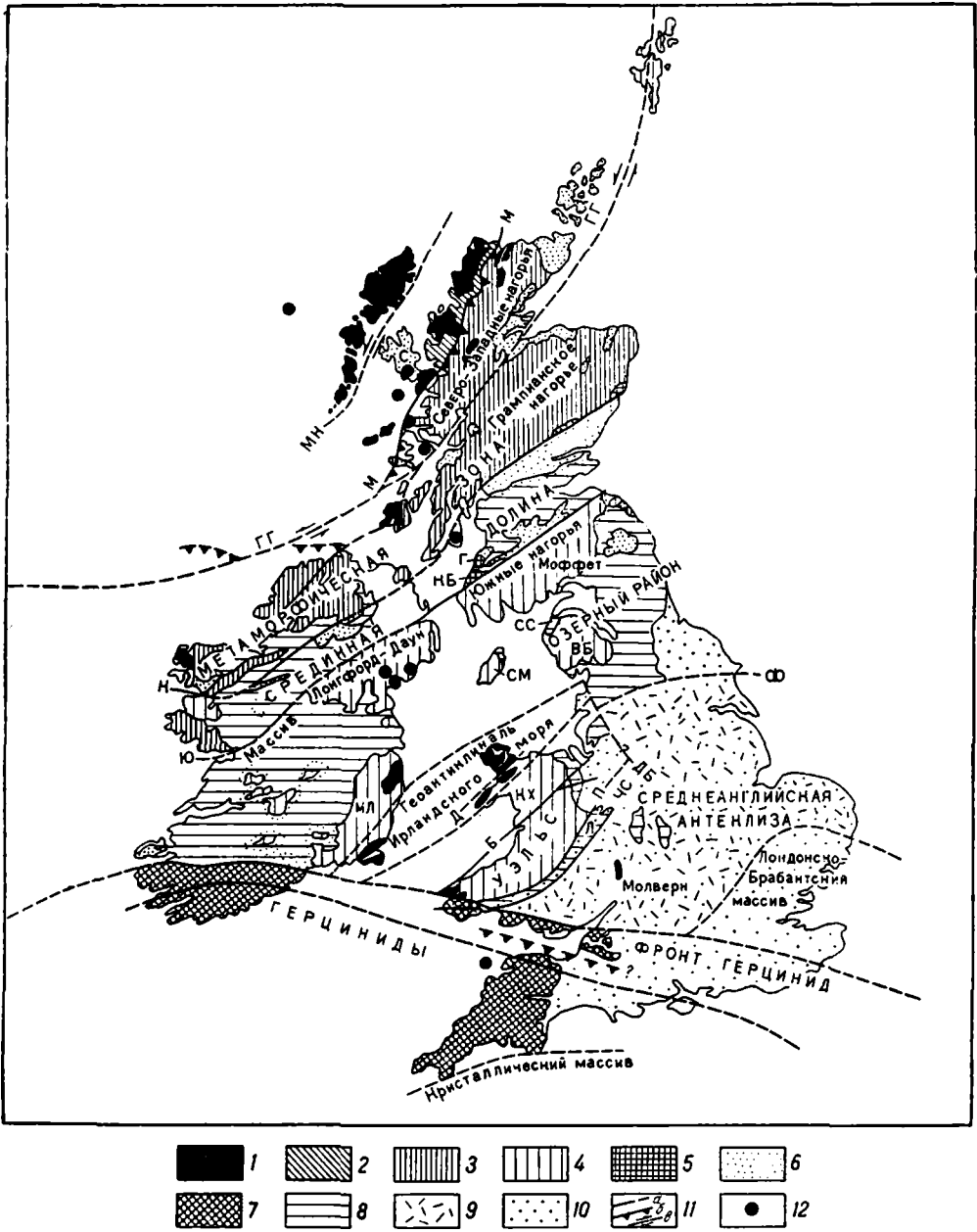


РИС. 18. Схема строения Британских каледонид (составлена по схемам Ф. У. Даннинга, Г. Келлинга и др.).

1 — раннедокембрийский фундамент Гебридского массива и позднедокембрийский складчатый комплекс Юго-Западной Ирландии, о-ва Англси и Уэльса; 2 — позднедокембрийский — раннепалеозойский чехол Гебридского массива; 3 — метаморфический комплекс позднего докембрия — раннего палеозоя Метаморфической зоны каледонид; 4 — геосинклинальный комплекс кембрия — силура Неметаморфической зоны каледонид; 5 — выходы офиолитового комплекса; 6 — девонская моласса (Олд Ред); 7 — герцинский геосинклинальный комплекс; 8 — палеозойский осадочный чехол; 9 — погребенное под фанерозойским чехлом (частью обнаженное) позднедокембрийское складчатое основание; 10 — мезозойско-кайнозойский осадочный чехол; 11 — разрывные нарушения: а — основные разломы, б — надвиги и шарьяжи, в — сдвиги, 12 — третичные вулканические центры. Разломы: Мн — сдвиг Минч, М — надвиг Мойн; ГГ — сдвиг Грейт-Глен, К — краевой разлом Высоких нагорий, Ю — краевой разлом Южных нагорий, Д — разлом Диноруик, Б — разлом Бэла, П — разлом Понтесфорд, ЧС — разлом Черч-Стретон, ДБ — разлом Дерби-Болтон, Ф — разлом Фламборо. Прочие обозначения: СМ — сланцы Менкс, СС — сланцы Скиддоу, КХ — купол Харлех, Л — Лонг-минд, МЛ — массив Ленстер, ВВ — вулканыты Борроудейл, С — Скай, Г — Герван, КБ — Купол Баллантре

лет, возраст инверского метаморфизма — в 2300—2200 млн. лет, т. е. на уровне ребольской тектоно-магматической эпохи Карелии (см. гл. II).

В районе Лох-Мери — Гэрлох выше гнейсов гранулитовой фации сохранились значительно более слабо метаморфизованные (местами до амфиболитовой фации) осадки: граувакки, песчаники, пелиты с прослоями железняков и известняков и пластами ортоамфиболитов. Возраст этой метаосадочной серии Лох-Мери остается неясным — скорее всего она является послескурской (бэдкалльской), но доинверской (Park, 1970), т. е. относится к нижнему протерозою, аналогично гурону Канадского щита (Беннисон и Райт, 1972), образуя, очевидно, квазиplatformенный чехол. Однако Ф. В. Даннинг (Dunning, 1972) приводит соображения в пользу более древнего, доскурского (добэдкалльского) возраста этих пород и их более тесной связи с собственно льюисским гнейсовым комплексом.

В послеинверское время льюисский комплекс испытал новую весьма интенсивную переработку, которую Саттон и Уотсон называли *лаксфордской* и которая затронула подавляющую часть этого комплекса. Радиогеохронометрические исследования последних лет показали, что в действительности здесь проявилось не менее двух, а скорее всего три эпохи такой переработки. Первая из них, раннелаксфордская, на уровне 1900—1850 млн. лет, т. е. скорее всего соответствует раннекарельской тектоно-магматической эпохе Балтийского щита. Она привела к повторной складчатости пород льюисского комплекса в том же северо-западном направлении, с возникновением сопутствующей линейности и к их повторному метаморфизму, по Даннингу вплоть до гранулитовой фации, а также к образованию пегматитов. Эта эпоха наиболее отчетливо выражена на Внешних Гебридах.

Некоторые исследователи, в особенности Д. Р. Боус (Bowes, 1968), считают, что лаксфордскому тектогенезу предшествовало накопление настоящей геосинклинальной серии отложений, более молодой, чем скурская или даже инверская. Однако Р. Г. Парк и Ф. В. Даннинг опровергают это мнение, указывая, в частности, что скурские (точнее инверские) дайки пересекают не только скурские (раннескурские), но и лаксфордские гнейсы, вовлекаясь здесь в лаксфордский метаморфизм. Вместе с тем Р. Парк считает, что раннелаксфордская переработка могла быть слабее инверской и что основная перестройка складчатости с северо-восточного направления на северо-западное произошла именно в инверское время.

К раннелаксфордской эпохе, по Ф. Даннингу, или еще к инверской, по Р. Парку, может относиться внедрение плутона стратифицированных метагаббро и анортозитов на о-ве Южный Харрис в Гебридах.

Позднелаксфордская эпоха активизации датирована 1600—1500 млн. лет, по Даннингу, и около 1400 млн. лет, по Парку; первый интервал ближе к позднекарельскому диастрофизму Балтийского щита, второй — к готскому. В эту эпоху льюисский комплекс испытал ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации, что сопровождалось образованием мигматитов, мигматитовых гранито-гнейсов, гранитов и пегматитов. Складкообразование проявилось уже в относительно небольшой степени, в прежнем северо-западном направлении.

Наконец, последняя эпоха переработки льюисского комплекса, с возрастом ~1100 млн. лет, вероятно, отвечает гренвилльской эпохе Канадского щита. Эта переработка проявилась лишь локально и избирательно, вдоль зон разломов, но к ней возможно относится, по Р. Парку, образование крупной зоны надвига на Внешних Гебридах — так называемого Гебридского надвига, поскольку развитые вдоль этого надвига псевдотахилиты встречаются в гальках в конгломерате, сопоставляемом с торридоном, но надвиг имеет уже «каледонское» направление.

Чехол Гебридского массива, как уже отмечалось, образован в основном *торридонской* пестроцветной (преимущественно красно-

цветной) *серией*, в которой преобладают песчаники, но состав варьирует от конгломератов до аргиллитов. В средней части есть тиллиты (тиллоиды) и известняки. Эта часть отделена от самого нижнего подразделения серии — песчаников Стёр¹ — угловым несогласием. Отложения торридона имеют, очевидно, верхнерифейский возраст (низы могут относиться к среднему рифею), поскольку для времени диагенеза их низов Rb/Sr методом получена изохрона 995 ± 24 млн. лет, а подстилающие породы испытали последний разогрев на рубеже 1140 млн. лет. Верхняя часть серии датирована в 870 ± 17 млн. лет. В верхнем торридоне имеется галька кварцевых порфирос с возрастом 1524 млн. лет, сопоставимых с Дала-порфирами Швеции; в коренных обнажениях они здесь неизвестны.

Осадки торридонской серии лежат с глубоким размывом на льюисских гнейсах. Они накапливались частью в континентальных условиях, на предгорной равнине на северо-западе, частью в морских на юго-востоке. Областью сноса служил район Внешних Гебрид и пространство за ним. В южном и юго-восточном направлении отложения торридона переходят в миогеосинклинальную серию Мойн, которая вовлечена в интенсивные деформации каледонид.

Общая мощность торридона измеряется многими километрами: 7 км только для верхнего торридона и более 3 км для низов серии.

С небольшим угловым несогласием на торридоне залегает толща, около 1000 м мощностью, типично платформенных мелководно-морских карбонатных отложений кембрия—ордовика. Основная часть разреза образована доломитовыми известняками Дернесс, в низах которых содержится нижнекембрийская фауна, а в верхней части — нижнеордовикская; промежуточные слои условно относят к среднему и верхнему кембрию. Известняки Дернесс подстилаются кварцито-песчаниками (150—180 м) с ходами червей *Skolithus* в верхней пачке; кембрийские трилобиты и хитиновые брахиоподы впервые появляются в переходных к известнякам слоях.

Именно на основании углового несогласия между кембрием и торридоном, наиболее отчетливо выраженного в районе оз. Ассинт Северо-Западной Шотландии, Г. Штилле в свое время установил ассинтскую фазу складчатости, которой впоследствии придал широкое планетарное значение и посвятил особую монографию (Штилле, 1968). Следует, однако, отметить, что этот тектонотип ассинтской фазы был выбран явно неудачно. Во-первых, максимальный угол несогласия составляет 12° (!), причем торридон залегает положе кембрия (изменение регионального наклона). Во-вторых, как торридон, так и кембрий здесь являются членами платформенного чехла (если не трактовать торридон как молассу эпиплатформенного орогена); следовательно, ассинтская складчатость на северо-западе Шотландии не является главной или завершающей складчатостью какой-либо геосинклинали, а в лучшем случае служат отражением складчатости где-то в более южных районах. В-третьих, и это также важно, верхний предел возраста торридонских песчаников точно не установлен; вероятно, он не намного меньше 800 млн. лет (см. выше), но в таком случае между торридоном и кембрием остается интервал почти в 200 млн. лет (!). Этот интервал окажется меньше лишь в том случае, если будет доказано, что кварцито-песчаники, подстилающие известняки Дернесс, вендские, а не нижнекембрийские, но они могут быть лишь верхневендскими, т. е. моложе 620 млн. лет, и тогда перерыв уменьшится лишь до 140 млн. лет.

Южная окраина Гебридского массива вовлечена в надвиговые деформации, связанные с Мойнским фронтальным надвигом каледонид, и представляет зону паравтохтона. Ширина зоны достигает 18 км, но на ряде участков

¹ В последней сводке по докембрию Британских островов (Precambrian ..., 1975) рассматривается как самостоятельная группа, подстилающая собственно торридонскую.

она оказывается полностью перекрытой Мойнским покровом. В строении этой Северной краевой зоны каледонид, как ее называет Ф. В. Даннинг, участвуют все образования Гебридского массива — льюисский комплекс, торридонские песчаники и кембро-ордовик. Размер горизонтального перемещения паравтохтона оценивается в 10—20 км.

Наиболее северной зоной собственно каледонид является *Метаморфическая зона*, занимающая Северные и Грампианские нагорья Шотландии, Северную Ирландию, а также Шетландские острова на северо-восточном продолжении Северных нагорий Шотландии. В строении *Метаморфической* зоны участвуют полифазно-складчатые и метаморфизованные, сильно мигматизированные и интродуцированные гранитными плутонами мощные отложения верхнего докембрия и нижнего палеозоя. Зона ограничена на северо-западе Мойнским надвигом, амплитуда которого может достигать 120 км, а на юго-востоке Пограничным разломом Северных нагорий. Последний разлом образовался уже в орогенную стадию развития каледонид, и поэтому первичная граница *Метаморфического комплекса* находится, очевидно, южнее, в основании Срединной долины Шотландии — позднекаледонского межгорного прогиба; в Ирландии (округ Тайрон) имеются и выходы этого комплекса на поверхность. Геосинклинальный комплекс, слагающий *Метаморфическую* зону Британских каледонид, подразделяется на две крупные серии — серию Мойн и серию Дальред.

Серия Мойн имеет терригенный состав и сложена в основном песчаниками с подчиненными глинистыми породами, метаморфизованными в амфиболитовой или зеленосланцевой фации. Минеральный состав (высокое содержание полевых шпатов) и текстурные особенности рассматриваются как свидетельство отложения из мутьевых потоков. Мощность мойнской серии измеряется многими тысячами метров (во всяком случае более 7 км и возможно 10 км). Общепризнано, что серия Мойн была связана латеральным переходом с торридонской серией, особенно с ее нижней частью, но представляет ее многогеосинклинальный эквивалент. Скорее всего это отложения материкового подножия.

Мойнская серия несомненно накапливалась на ложе из льюисских гнейсов, испытавших ремобилизацию в период каледонского тектогенеза. Это доказывается их появлением в ядрах антиклиналей и тектонических чешуях среди мойнских пород. В настоящее время серия Мойн слагает Северо-Шотландские нагорья к северо-западу от позднекаледонского разлома Грейт-Глен и частично к юго-востоку от этого разлома, а также выступает местами на Шетландских островах. Возраст серии Мойн, как и ее вероятного аналога — торридона, является скорее всего поздней, а в низах, быть может, и среднерифейским. Нижняя часть серии — подразделение Морар — пересечено пегматитами с возрастом 730 млн. лет. Верхняя граница определяется стратиграфическим контактом с серией Дальред, низы которой принадлежат венду.

Серия Дальред слагает две трети Северо-Шотландских нагорий к юго-востоку от разлома Грейт-Глен и возможно большую часть Шетландских островов. В составе этой серии присутствуют кварциты, гравелиты, граувакки, известняки, глинистые сланцы, аспидные сланцы, филлиты, зеленые сланцы, слюдяные сланцы и гнейсы. В целом степень метаморфизма серии Дальред заметно меньше, чем серии Мойн.

В центральных нагорьях Северной Шотландии серия Дальред разделяется на три части. Нижняя и средняя из них, ранее объединявшиеся в нижний Дальред, состоят в основном из шельфовых образований — кварцевых песчаников (ортокварцитов) и известняков, но в основании средней части повсеместно прослеживается примечательный горизонт валунных конгломератов — тиллитов Портаскейг. Верхняя часть Дальреда начинается не менее выдержанным горизонтом известняков (Лох-Тэй), но состоит в основ-

ном из глубоководных отложений — граувакк и основных вулканитов (спилитов). Подобные вулканиты встречаются уже в верхах среднего Дальредда. Местами имеются силлы метагаббро и серпентинитов. Общая мощность серии Дальред составляет 10—12 км, на Шетландских островах — порядка 13 км, а вместе с серией Мойн — не менее 17 и возможно до 22 км (по Ф. В. Даннингу). Взаимоотношения серий Дальред и Мойн не вполне ясны, так как в подавляющем большинстве случаев контакты тектонические, но в некоторых районах отмечается согласный переход.

Для определения возраста нижней части серии Дальред главное значение имеет сопоставление тиллита в основании среднего Дальредда с тиллитом серии Варангер в Северной Норвегии, датированным недавно 668 ± 23 млн. лет, а также упоминавшийся факт прорывания нижней части серии Мойн пегматитами с возрастом 740 млн. лет. Это показывает, что скорее всего нижняя часть серии Дальред отвечает низам венда в расширенном толковании этого термина. Средний же Дальред — это собственно венд, по Б. С. Соколову, поскольку известняки Лох-Тэй в основании верхнего Дальредда содержат уже нижнекембрийскую фауну; фауна верхов нижнего кембрия заключена в известняках Лени, в 3 км стратиграфически выше известняка Лох-Тэй. В темных сланцах, сопоставляемых с самыми верхами серии Дальред, недавно была встречена фауна Chitinozoa не древнее арегнига, а скорее всего лланвирнского, если не лландейльского возраста. Таким образом, верхний Дальред является довольно точным эквивалентом известняков Дернесс чехла Гебридского массива, хотя и представлен в совершенно иных фациях.

Основные деформации мойнско-дальредской геосинклинальной толщи имеют послеранне- и даже послесреднеордовикский, т. е. раннекаледонский возраст, что независимо подтверждается участием дернесских известняков в краевых надвигах Мойнской зоны. Детальный структурный анализ, проведенный отдельно для этой краевой зоны, для собственно Мойнского шарьяжа и для дальредского комплекса указал на сходную последовательность фаз деформаций: $F_1 (D_1)$ — крупные изоклинальные складки большой амплитуды северо-северо-восточного простирания, тектоническое «переслаивание» Мойна и льюисских гнейсов, зоны милонитизации, образование кварцевых и пегматитовых жил; в Мойнском покрове метаморфизм — от биотитовой до гранатовой и более высокой ступени; $F_2 (D_2)$ — узкие, сильно сжатые крупные и мелкие складки с общей линейностью в поперечном восточно-юго-восточном направлении; интенсивный кливаж; главная фаза регионального метаморфизма; очень сильная перекристаллизация и мигматизация; $F_3 (D_3)$ — крупные открытые складки с простиранием, подобным F_1 , сопровождаемые кливажем; начало ретроградного метаморфизма; $F_4 (D_4)$ — сопряженные микрофлексуры — складки (kink-folds) «хрупкого» стиля; сколовые движения по Мойнскому надвику; метаморфизм слабый или отсутствует, кроме зоны разлома Грейт-Глен.

В итоге всех этих деформаций и возникла наблюдаемая структура Метаморфической зоны (см. вкладку рис. 19); в ней выделяются следующие четыре основных элемента (снизу вверх или, что то же, с северо-запада на юго-восток): 1) Мойнский покров; 2) Баллапельская единица (foundation, т. е. основание), состоящая из двух покровов — Аплин и Балахулиш, сложенных нижним Дальредом; 3) Тэйский покров, в котором участвуют все три отдела серии Дальред; 4) Банфский покров, также образованный дальредскими породами. Масштаб перемещений по главному Мойнскому шарьяжу точно неизвестен; называются цифры от 15—20 до 120 км. По мнению Ф. В. Даннинга, в районе разлома Грейт-Глен и в Центральных нагорьях серия Мойн «со всех точек зрения автохтонна».

Большая часть покровов Метаморфической зоны (оба Баллапельских и Тэйский) представляют собой крупные опрокинутые или лежащие складки,

сильно усложненные более поздней мелкой складчатостью. Вергентность в целом направлена к Гебридскому форланду, с отдельными элементами ретрошарьяжа близ южного Пограничного разлома, в частности, с «нырянием» Гэйского покрова.

Региональный метаморфизм, проявившийся в конце фазы деформаций F_2 и в течение F_3 , обнаруживает в Шотландских нагорьях классическую зональность типа Барроу от кианит-силлиманитовой или андалузито-кордиерит-силлиманитовой фации в центральной части сооружения до значительно более слабого на периферии. Изограды метаморфизма вырисовывают так называемую «термальную антиклиналь» (или купол), т. е. замкнутую область высокого теплового потока.

Собственно только фазы F_1 и F_2 и сопутствовавший им метаморфизм можно уверенно считать раннекаледонскими, ибо за ними последовало внедрение так называемых «молодых» габбро с возрастом ~ 500 млн. лет по Pb/Sr методу и ~ 460 млн. лет по K/Ar методу. С последней датой, близкой к границе среднего и позднего ордовика, по мнению Ф. В. Даннинга, вероятно, совпадает фаза F_3 , за которой имело место уже внедрение «молодых» гранитов с возрастом ~ 400 млн. лет. Эти граниты образуют ставшие классическими кольцевые субвулканические плутоны, ассоциирующие с андезит-риолитовыми лавами и игнимбритами, сохранившимися в кальдерных опусканиях. Наконец фаза F_4 несомненно является уже позднекаледонской (< 400 млн. лет) и, возможно, относится уже к концу раннего девона, соответствуя границе между нижним и средним древним красным песчаником.

Метаморфическая зона примерно посередине рассечена разломом Грейт-Глен, исключительно отчетливо выраженным в ее рельефе (рис. 20). Вдоль этого разлома в сушу вдаются два глубоких залива — фьорда: Ферт-оф-Лорн на юго-западе и Мари Ферт на северо-востоке. На их продолжении протягиваются узкие, но длинные и глубокие озера; наиболее крупным из них является оз. Лох-Несс. Заливы и озера разделены узкими перемычками, через которые еще викинги перетаскивали суда; ныне они соединены каналами на уровне моря. Таким образом, зона разлома Грейт-Глен фактически разрезает Северные нагорья Шотландии на две части; тот факт, что он нарушает нижнедевонскую молассу и позднекаледонские плутоны гранитоидов, указывает на то, что основная фаза движений была приурочена к концу орогенного этапа развития каледонид. Вместе с тем, приуроченность к тому же разлому грабенов, выполненных среднедевонской молассой, смещение верхнепалеозойских даек, развитие на морском продолжении разлома более молодых отложений до нижнемеловых включительно и, наконец, геоморфологические признаки и сейсмичность указывают на длительную жизнь разлома и его продолжительную активность. С другой стороны, развитие в зоне разлома Грейт-Глен милонитов в метаморфических толщах Мойн — Дальред, определенные отличия в составе и возрасте этих толщ по обе стороны разлома и тяготение к нему выходов офиолитов косвенно указывают на значительно более древнее заложение данного разлома, скорее всего в виде глубинного сброса¹.

Первоначально описавший разлом Грейт-Глен А. Гейки считал его именно крупным сбросом, пока У. К. Кеннеди в 1946 г. в работе, ставшей классической, не привел, казалось бы неоспоримые, доказательства того, что этот разлом является левым сдвигом с амплитудой около 105 км. Основным аргументом У. К. Кеннеди являлось сходство строения и последовательности фаз внедрения двух кольцевых плутонов гранитоидов — Строншианского и Фойерского, обрезанных разломом Грейт-Глен и расположенных

¹ Такое предположение еще в 1958 г. было высказано Е. В. Павловским после экскурсии в Шотландию.

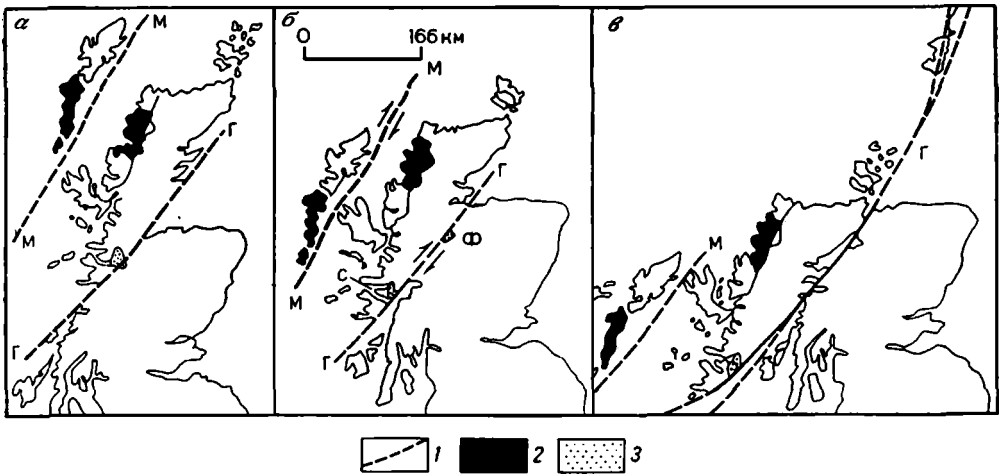


РИС. 20. Разлом Грейт-Глен в разных интерпретациях: в центре современное положение (б), реставрация при левом сдвиге (а), реставрация при правом сдвиге (в) (по М. С. Гарзону и Дж. Плент).

1 — разломы: М — Минч, Г — Грейт-Глен; 2 — льянзий, переработанный в скурское время; 3 — гранитные плутоны; С — Строншианский, Ф — Файерский

по разные его стороны; совмещение этих плутонов и дает указанную величину левостороннего смещения. Интерпретация У. К. Кеннеди получила общее признание и прочно вошла в литературу, пока не начали появляться данные, в частности, по морскому продолжению разлома в заливе Мари Ферт, ей противоречащие. Было также указано, что сходство Строншианского и Фойерского плутонов является далеко не столь полным, как считал Кеннеди, что общими с ними чертами обладают и другие аналогичные плутоны, а их срезание линией разлома может объясняться и вертикальным смещением, опустившим кровлю плутонов ниже современной эрозионной поверхности. Наконец, М. С. Гарсон и Дж. Плент (Garson a. Plant, 1972) предложили недавно новую интерпретацию разлома Грейт-Глен, согласно которой он является не левым, а правым сдвигом (см. рис. 20, в) с амплитудой около 115 км; аналогичное направление смещения, но с амплитудой около 88 км предполагается для разлома Минч в Гебридском архипелаге. Наряду с горизонтальным допускается и вертикальное смещение. Эта новая гипотеза получила некоторую поддержку (Mukura a. Storetvedt, 1975) на основании данных по Шетландским островам, но было высказано и противоположное мнение — о левостороннем смещении, причем значительно большем, чем предполагал Кеннеди (Winchester, 1973; Storetvedt, 1974). Поэтому вопрос не может считаться окончательно решенным. Так или иначе разлом масштаба Грейт-Глена, естественно, должен иметь большую протяженность. Предполагается, что на северо-востоке он (или его ветви) продолжается к Оркнейским и Шетландским островам и далее, быть может, в сторону берегов Норвегии и Шпицбергена, а на юго-западе в Ирландию и, возможно, западный Ньюфаундленд (разлом Кэбот).

Не метаморфическая зона Британских каледонид занимает большую часть их площади, к югу от Пограничного разлома Северо-Шотландских нагорий и его эквивалента в Ирландии. Докембрийские (позднедокембрийские) образования наиболее полно обнажены в этой зоне на о-ве Англси и противоположащем п-ове Ллеин северного побережья Уэльса, где развит мощный осадочно-вулканогенный комплекс Мона. Скорее всего в основании этого комплекса залегают биотитовые и роговообманковые

гнейсы¹, а сам комплекс Мона состоит из граувакк, пелитов, спилитов, кремней и известняков, т. е. типично эвгеосинклинальной ассоциации. Породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы от низов зеленосланцевой до амфиболитовой ступени. Особенно примечательно присутствие тектонического меланжа, с которым ассоциируются сфиолиты, в том числе серпентиниты и глаукофановые сланцы². Сам термин «меланж», ныне ставший столь популярным у исследователей древних геосинклиналей, был впервые использован Э. Гринли («автокластический меланж») в 1919 г. в его монографии по геологии о-ва Англси. Интересно еще, что в верхах разреза комплекса Мона залегают натровые игнимбриты.

На простирании докембрийских выходов Северного Уэльса близкие по характеру пород выходы находятся в юго-восточной Ирландии, с одной стороны, и Северной Англии (район Инглтона в Йоркшире), с другой. Совместно они намечают существование в раннепалеозойской гессинклинальной системе геантиклинальной зоны, которая была названа О. Т. Джонсом геантиклиналью Ирландского моря. Возраст комплекса Мона должен быть древнее полученных К/Аг методом значений в 580—610 млн. лет и датировки гранита Кседана (578—610 млн. лет), которые отвечают основной эпохе байкальского тектогенеза. Гнейсы основания, обнажающиеся и в Ирландии (комплекс Рссслэр), возможно, являются гренвилльскими (по времени метаморфизма), но могут быть и древнее.

Выходы неметаморфизованных пород верхнего докембрия встречаются в основном в так называемом Уэльском бордерленде, т. е. по юго-восточной периферии Уэльского «залива» каледонской геосинклинали. Наиболее крупные обнажения находятся в Шропшире, симметрично к юго-востоку по отношению к Англси. Здесь на юриконской свите кислых и средних вулканитов, игнимбритов и туфов с интрузиями грансфиров и долеритов залегает очень мощная (более 8 км) гессинклинальная толща Лонгминд. Состоит она из двух серий, разделенных несогласием. В нижней, пестроцветной серии, носящей, по мнению некоторых геологов, флишевый характер, преобладают глинистые сланцы, алевриты, песчаники и особенно в низах вулканические туфы кристалло- и витрокластические. Верхняя красноватая серия состоит уже в основном из песчаников и конгломератов и ее молассовый тип очевиден. Весьма возможно, впрочем, что и нижнюю серию надо трактовать скорее как нижнюю молассу, чем как флиш; так, по-видимому, считает Ф. В. Данинг³. Этой формационной характеристике вполне соответствовало бы общее синклинальное залегание лонгминдия и его полсжение на краю западного выступа позднедокембрийской платформы.

Возраст комплекса Лонгминд пока не поддается точному определению. Изотопные датировки — 529 и 452 млн. лет явно отвечают позднейшей активизации. По палеомагнитным данным проводится корреляция с верхним торридоном, т. е. верхним рифеем; для подстилающего юрикония получены цифры 677—632 млн. лет. По общим геологическим соображениям лонгминдий может соответствовать верхам комплекса Мона, т. е. должен относиться к самым верхам рифея или венду; последнее наиболее вероятно в свете приведенной датировки юрикония.

Упомянем, наконец, что в районе Карнарвоншира в Северном Уэльсе и Пембрукшира в юго-западном Уэльсе имеются выходы кислых вулканитов (арвоний), относимых к верхнему докембрию и, вероятно, соответствующих кислым вулканитам верхов комплекса Мона. Кембрийские отложения, начинающие главный гессинклинальный комплекс Неметаморфических кале-

¹ По мнению Р. М. Шеклтона, это просто наиболее глубоко метаморфизованная часть того же комплекса Мона.

² Р. М. Шеклтон считает природу этих образований олистостромовой.

³ В обнажениях, которые довелось видеть автору, нижний лонгминдий представляет толщу метаморфизованных пирокластолитов, не похожую ни на флиш, ни на молассу.

донид Великобритании, обнажаются только в Уэльсе и возможно в Ирландии (сланцы Менкс) и залегают здесь с резким несогласием и нередко с конгломератами в основании на разных горизонтах верхнего докембрия¹. Это терригенная формация — глинистые и аспидные сланцы и грубозернистые песчаники (гравелиты). Основная часть каледонского геосинклинального комплекса принадлежит ордовика и силуру, также терригенным, но со значительным участием вулканитов (ордовик). Общая мощность отложений кембрия — силура достигает, вероятно, 15 км. Главный пароксизм тектонических деформаций приходится на конец силура — начало девона; деформации продолжались и в течение первой половины девона.

Таким образом, объем каледонского геосинклинального комплекса в Метаморфической и Неметаморфической зонах Британских каледонид существенно различен: верхний рифей — средний ордовик в первой и кембрий — силур во второй; Неметаморфическая зона по возрасту складчатости является типично позднекаледонской. Резко отличаются эти две зоны и по стилю деформаций, который, впрочем изменяется и в пределах самой Неметаморфической зоны — от Южной Шотландии к Уэльсу.

Южно-Шотландская возвышенность представляет собой в целом антиклинорий слоев ордовика — силура, продолжающийся в массив Лонгфорд-Даун в Ирландии. Согласно другой интерпретации, структура возвышенности складывается из серии моноклиналей — флексур, разделенных крутыми взбросо-надвигами, в основном южной вергентности. Складки осложнены надвигами, направленными в противоположные стороны от оси антиклинория. В последнее время становится все более вероятным, что Южно-Шотландская возвышенность обладала первично покровной структурой, с общим перемещением к юго-востоку, судя по смене в этом направлении более древних отложений более молодыми.

Довольно напряженную и притом, видимо, резко дисгармоничную складчатость испытали ордовикско-силурийские породы в Озерном районе Северной Англии, на о-ве Мэн и в юго-восточной Ирландии (округа Арклоу и Уиклоу). Эти районы находятся непосредственно к северо-западу от оси геоантиклинали Ирландского моря и соответственно характеризуются северо-западной вергентностью. Обе эти зоны насыщены значительным числом позднеорогенных гранитных плутонов; крупнейшим из них является Ленстерский массив в Ирландии.

В пределах Уэльса складчатость кембро-силурийского комплекса становится наиболее спокойной, почти германотипной, хотя мощность отложений едва ли не максимальна. Лишь на севере складки простираются в общекаледонском северо-восточном направлении и наблюдаются (на о-ве Англси) довольно крупные пологие надвиги (даже шарьяжи) в южном направлении, южнее сохраняется слабая вергентность того же направления. В Центральном и Южном Уэльсе оси складок образуют пологую дугу, обращенную выпуклостью к юго-востоку, и на юго-западе, близ фронта герцинид приобретают субширотное простирание. В целом простирание складок здесь повторяет контур юго-восточного ограничения геосинклинальной ванны. Эта часть каледонид почти полностью лишена и проявлений каледонского гранитного плутонизма, опять же за исключением Уэльса, но на Англси и северном побережье имеется ряд согласных плутонов байкальских гранитов, внедренных в комплекс Мона. Однако широкое распространение вулканитов в ордовике на большей части Уэльса придает ей эвгеосинклинальный характер, за исключением довольно узкой полосы вдоль юго-восточной периферии геосинклинали, которая только и может рассматриваться в качестве миогео-

¹ Несогласие это не является, однако, повсеместным и в Северном Уэльсе, к югу от Карнарвона автор мог наблюдать довольно постепенный переход от кембрия к игимбрикам верхов докембрия (венда?).

синклинали (что показано на Тектонической карте Европы 1964 г.). Ордовикские вулканы, как показал Н. Раст, тяготеют в основном к разлому Бэла, пересекающему Уэльс почти посередине.

Орогенные впадины каледонид, выполненные отложениями нижнего (D_1) и среднего (D_2) древнего красного песчаника — Олд Реда (верхний Олд Ред — D_3), относится уже к основанию эпикаледонского платформенного чехла), в общем резко дискордантны по отношению к каледонскому складчатому комплексу, хотя и обладают общим с ним простиранием. Наиболее примечательной структурой этого рода является грабен Срединной долины Шотландии, разделяющий Северо-Шотландское нагорье и Южно-Шотландскую возвышенность и отделенный от них крупными разломами. По существу это структура рифтового типа, что следует и из характера приуроченного к ней раннекарбонového вулканизма. Заложилась данная впадина, именуемая еще Каледонской, в основном в раннем девоне, поскольку она выполнена отложениями нижнего Олд Реда — грубой континентальной и частично вулканогенной молассой мощностью от 3,6 до 6 км. Наличие останцов нижнего Олд Реда за пределами грабена Срединной долины убедительно свидетельствует о том, что первоначальные контуры Каледонской впадины не ограничивались этим грабеном. Наряду с этим имеются признаки активности разломов, ограничивающих Срединную долину, особенно Пограничного разлома Северных нагорий уже в период накопления нижнего Олд Реда. Однако основные движения по этим разломам произошли, очевидно, в среднем девоне, отложения которого в Срединной долине отсутствуют — в ее пределах верхний древний красный песчаник залегает прямо на нижнем, а вне грабена — на додевонских образованиях.

Нижнедевонские лавы Срединной долины представлены базальтами и андезитами; первые преобладают в нижней части разреза, вторые — в верхней. Предполагается, что с последними комагматичны граниты, интрузии которых внедрены в нижний Олд Ред.

На продолжении грабена Срединной долины лежат выходы древнего красного песчаника в Северной Ирландии, в частности, в округе Тирон, а также в пределах Среднеирландской низменности. Вторая крупная девонская межгорная впадина Британских каледонид — Оркадская находится в Северо-Восточной Шотландии, по обе стороны залива Мари Ферт, в который она и продолжается. Впадина эта начинается юго-западнее, в полосе разлома Грейт-Глен, который проходит вдоль ее оси и раскрывается к северо-востоку в сторону моря, где включает также Оркнейские острова. Оркадская впадина наложена на северо-восточную часть Метаморфической зоны каледонид. В отличие от Каледонской впадины она была сформирована в основном в среднем девоне, поскольку выполнена средним и верхним древним красным песчаником, между которыми наблюдается несогласие. Впрочем, на Шетландских островах появляется и нижний Олд Ред. Вулканические породы имеются лишь в низах верхнего Олд Реда. Девонские слои смяты в пологую синклиналь.

Молассовые отложения древнего красного песчаника распространены также по периферии каледонид Уэльса. На восточной периферии, в Уэльском бордерленде они переходят с каледонского фундамента на докембрийский фундамент Центрально-Английской антеклизы. Присутствие впадины, выполненной девонской молассой, установлено также геофизическими исследованиями в южной части Ирландского моря.

3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ; БРИТАНСКИХ КАЛЕДОНИД

Байкальский этап (поздний рифей). Более или менее достоверно эволюция геосинклинальной системы, породившей Британские каледониды, может быть прослежена с рубежа среднего и позднего рифея, с гренвильской тектоно-

магматической эпохи. В эту эпоху произошла значительная орогенная активизация Гебридского массива (входившего в состав Канадско-Гренландского щита?) и началось накопление вдоль его юго-восточной периферии торридонской серии. Последняя представляет по существу молассу этого эпиплатформенного орогена (дейтероорогенную молассу, по К. В. Боголепову), а в палеогеографическом смысле — отложения предгорной равнины, переходящей в прибрежную равнину и далее, к юго-востоку в геосинклинальный морской бассейн с накоплением серии Мойн. Остается не вполне известным, в какой мере комплекс Мона о-ва Англси соответствует по возрасту серии Мойн, но такое соответствие представляется более вероятным, чем принадлежность комплекса Мона предыдущему гренвилльскому этапу.

Серия Мойн имеет миогеосинклинальный характер и представляет образование континентального склона и подножия. Основываясь на отдельных выходах пород, возможно принадлежащих офиолитовой ассоциации, М. С. Гарсон и Дж. Плент (Garson a. Plant, 1973) полагают, что вдоль юго-восточного края зоны накопления нижней части серии Мойн — свиты Морар, примерно в полосе разлома Грейт-Глен могла проходить наклоненная под северо-западный континент зона Беньофа, а далее к юго-востоку располагалась уже область с океанической корой. Комплекс Мона обладает уже всеми признаками эвгеосинклинальной ассоциации и может уверенно считаться образованным на коре океанического типа. Меланж, метаморфиты высокого давления, граниты и кислые вулканы о-ва Англси и северного побережья Уэльса позволяют наметить положение в этой полосе древней зоны Беньофа (с наклоном к югу?) и считать, что геоантиклиналь Ирландского моря возникла в конце докембрия в виде островной дуги, в дальнейшем унаследованной каледонским структурным планом. Накопление лонгминдской молассы в Уэльском бордерленде указывает на образование перед фронтом британских байкалид структуры типа краевого прогиба. На северо-западной периферии байкальской геосинклинали, в пределах северо-западной части Метаморфической зоны каледонид, байкальские движения проявились еще раньше, примерно на рубеже 730 млн. лет, т. е. в конце позднего рифея. Отголоском этих движений в северо-западном форланде (Гебридский массив) явилось несогласие между нижним и верхним торридоном.

Каледонский этап — раннегеосинклинальная стадия (венд — средний ордовик). С началом собственно каледонского этапа северо-западная зона Северных нагорий Шотландии нарастила континент и область континентальной окраины переместилась в юго-восточную зону нагорий, где мойнская серия более или менее согласно сменяется дальредской (рис. 21). Проявления основного вулканизма, включая спилиты, в верхах среднего Дальреда и полоса серпентинитов, прослеживающаяся от Северной Ирландии до Шетландских островов через юго-восточную часть Северных нагорий, рассматриваются М. С. Гарсоном и Дж. Плент как свидетельство развития, начиная с этой полосы и далее к юго-востоку, коры океанического типа. С вовлечением в середине ордовика Северных нагорий в целом в интенсивные деформации и метаморфизм пограничная между северо-западным континентом и областью с океанической корой зона Беньофа переместилась дальше к юго-востоку, примерно в положение Пограничного разлома Северных нагорий, с которым совпадает один из двух наиболее отчетливо выраженных офиолитовых поясов Британских каледонид. Второй из этих поясов простирается по другую сторону Срединной долины Шотландии непосредственно северо-восточнее разлома, ограничивающего Южно-Шотландскую возвышенность (см. рис. 19). Он лучше всего выражен в районе Баллантре на западном побережье. Некоторые исследователи (Cupp, 1973; Jeans, 1973) считают, что именно между этими двумя разломами и протягивался в начале палеозоя Протоатлантический океан, существование которого было постулировано Дж. Т. Вилсоном в 1966 г. и принято затем рядом британских геологов

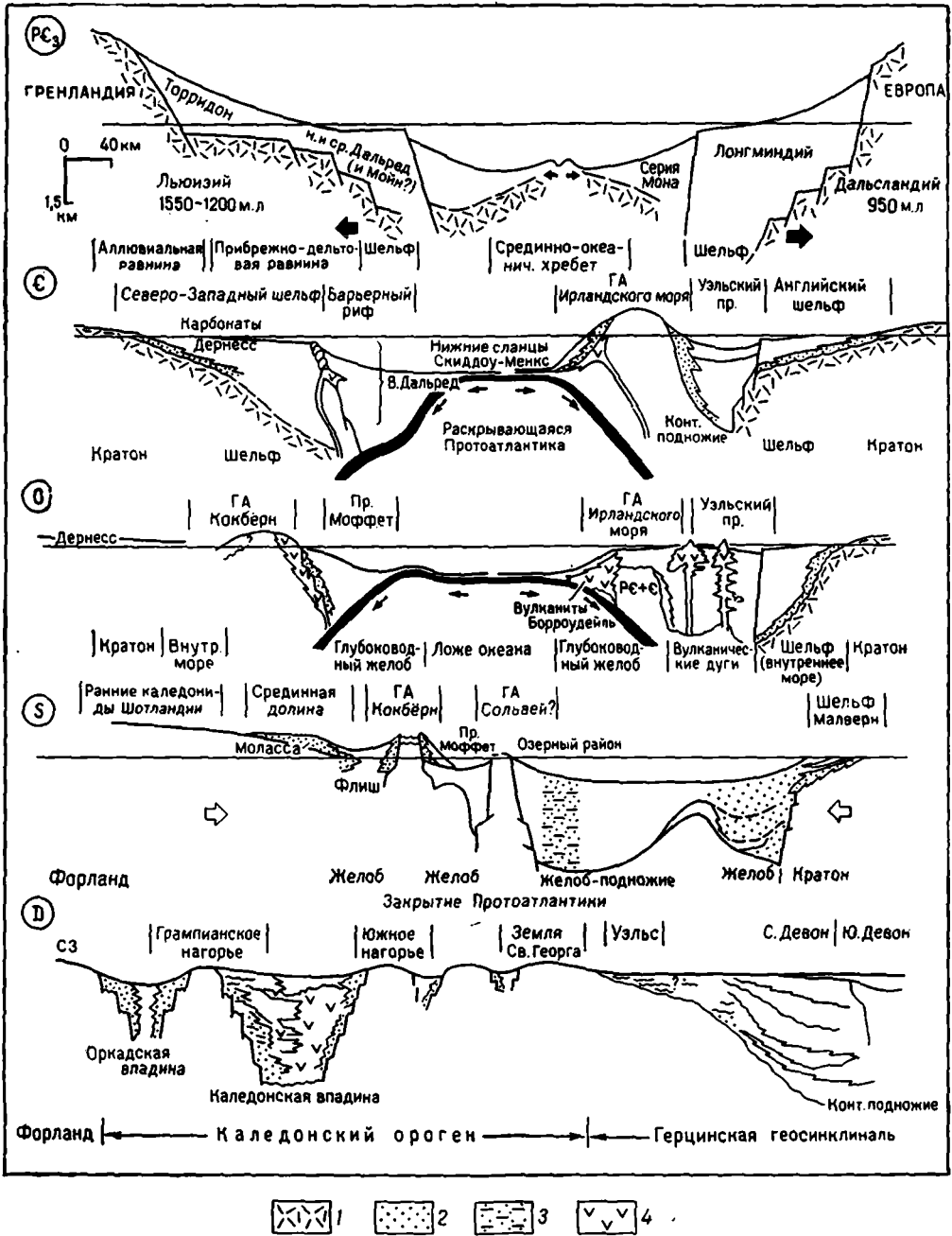


РИС. 21. Палеотектонические профили Британских каледонид (составлены по работе Ф. Л. Шваба).

1 — докембрийский силлицический фундамент; 2 — обломочные осадки; 3 — песчано-глинистые отложения; 4 — вулканиты.

ГА — геантиклиналь, МЛ — млн. лет

(Dewey, 1969, 1971; Filton a. Hughes, 1970). В реконструкциях П. Дж. Ганна и П. Дж. Джинса Срединная долина является как бы реликтом этого океанического пространства, а южный офиолитовый шов — проекцией зоны

Беньофа, наклоненной к юго-востоку под Неметаморфические каледониды. Между тем Дж. Дьюн, а также У. Р. Чёрч и Р. А. Гейер (Church а. Gayer, 1973) и некоторые другие рисуют здесь обратное, северо-западное падение зоны Беньофа, под блок континентальной коры примерно на месте Срединной долины или непосредственно Северных нагорий. Соответственно область с корой океанического типа предполагается этими исследователями в области Южных нагорий. Действительно, через район Южных нагорий, а также Озерный район Северной Англии, о-в Мэн и далее на юго-запад в юго-восточную Ирландию, начиная с кембрия, прослеживается глубоководный прогиб с отложением граувакково-глинистой толщи (сланцы Скиддоу Озерного района, сланцы Менкс в Ирландии), возраст которой устанавливается, однако, условно. Этот прогиб примыкал на юго-востоке к геантиклинали Ирландского моря, созданной байкальским тектогенезом. По другую сторону геантиклинали с начала кембрия развивался геосинклинальный прогиб Уэльса, в котором мощность аналогичной граувакково-сланцевой формации кембрия достигает 5 км. На границе среднего и позднего кембрия здесь отмечаются слабые поднятия, но переход от кембрия к тремадоку совершается очень постепенно, что и послужило британским геологам основанием для включения тремадока в кембрий, а не ордовик.

Крупные события произошли почти повсеместно в каледонской геосинклинали Великобритании перед аренигом, отложения которого залегают повсюду трансгрессивно и нередко с угловым несогласием на более древних породах до докембрийских (о-в Англси и др.) включительно. К этому времени офиолитовый комплекс, во всяком случае его нижняя габбро-серпентинитовая часть, на юге Срединной долины уже оказалась вовлеченной в интенсивные деформации и выведенной на поверхность, ибо отложения аренига начинаются в районе Баллантре конгломератами и олистостромами с включением этих пород, но сами еще содержат в своем разрезе спилиты, переходящие вверх по разрезу в вулканы более кислого состава, слагающие, очевидно, вулканическую дугу.

Предаренигские движения имели решающее значение для формирования структуры Метаморфической зоны Британских каледонид в пределах Западной Ирландии. Что же касается ее северошотландского продолжения, то находка арениг-лландейльских хитинозоа заставляет допускать несколько более поздний, скорее всего предкарадокский возраст главных деформаций в этой части зоны, деформаций и поднятий, приведших к полному прекращению осадконакопления в ее пределах. Отзвуки той же предкарадокской эпохи поднятий и деформаций, которую вполне можно сопоставить с таконской эпохой Северной Америки, известны на о-ве Англси, т. е. в пределах геантиклинали Ирландского моря, в Западной Ирландии, и в Шропшире на восточной периферии Уэльского прогиба.

Каледонский этап — позднегеосинклинальная стадия (поздний ордовик — силур). Благодаря предкарадокским событиям эта стадия началась в уже изменившейся обстановке, когда район Срединной долины был втянут в поднятия, а зона максимальных погружений окончательно переместилась в пределы современных Южных нагорий Шотландии. Вдоль северо-западного борта прогиба Южных нагорий в позднем ордовике происходило ступенчатое опускание дна бассейна по сбросам. В позднем ордовике и раннем силуре здесь накапливались шельфовые фации с широким развитием, наряду с аргиллитами, песчаников, конгломератов, известняков с фауной моллюсков, в то время как в осевых частях трогов отлагались маломощные черные глинистые сланцы с граптолитами. Особенно резкий контраст наблюдается в Южной Шотландии, где в районе Гервана мощность относительно мелководных отложений верхнего ордовика достигает 2,5—5 км, а в 80 км южнее у Мофетта глубоководные глинистые сланцы того же возраста имеют мощность всего в 36 м. Этот контраст сохранился и в раннем силуре. Озерный

округ, о-в Мэн и район Ленстера в Ирландии принадлежали к тому же прогибу. Условия некомпенсированного прогибания удерживались до позднего лlandoвери, пока на смену граптолитовым сланцам не пришла мощная толща аргиллитов и гурбидитовых граувакк (флиш?), принесенных продольными донными течениями с северо-востока, после чего ось прогиба начала смещаться к югу. Северная же часть Южно-Шотландской возвышенности в конце силура уже стала испытывать поднятие.

В южном, Уэльском прогибе наблюдается примерно то же распределение фаций позднего ордовика с привнесом грауваккового материала мутьевыми потоками в центральную часть бассейна. Для Северного Уэльса характерно возобновление вулканической деятельности (риолитовые лавы и игнимбриты), а также образование субвулканических плутонов гранитоидов. Проявления позднеордовикского вулканизма отмечены и в Озерном округе Северной Англии. Таким образом, здесь существовало две вулканических дуги, предположительно связанные с наклоненной к юго-востоку зоной Беньофа, достигавшей поверхности где-то в районе Южных нагорий Шотландии (см. рис. 21).

В раннем силуре в осевой зоне Южно-Шотландского прогиба снова отлагались маломощные (90 м против 900 м на периферии) глинистые осадки. В венлоке и лудлоу сюда вторгся с востока и юго-востока, с суши в области Ирландского моря граувакковый материал, принесенный мутьевыми потоками. Мощность отложений резко возрастает, и по общему характеру они становятся близки к флишу. Многими признаками флиша (градационная слоистость и др.) обладают также конистонские слои лудлоу в Озерном округе. Основные складки Уэльса развивались конседиментационно практически в течение всего силура.

В общем в позднюю (зрелую) стадию своего развития Британская каледонская геосинклиналь резко усилила свою дифференциацию на прогибы и поднятия. В прогибах — Южно-Шотландском и Уэльском в начале господствовало некомпенсированное погружение, затем стали накапливаться мощные флишеподобные толщи сланцев и граувакк, которые и заполнили их к концу силура.

Каледонский этап — орогенная стадия (ранний — средний девон).

Переход к орогенной стадии развития совершился в Каледонской геосинклинали относительно быстро, хотя все же и не вполне одновременно. Вначале возникло очень крупное поднятие в Шотландии и Северной Ирландии, на северо-востоке продолжавшееся в Оркнейские и Шетландские острова. К этому же времени относится образование основной массы каледонских гранитоидов Метаморфической зоны. Уже в раннем девоне сводовое поднятие было осложнено Каледонской впадиной, которая к среднему девону превратилась в глубокий (мощность D_1 — 7,5 км) рифтовый ров. Опускание Каледонской впадины сопровождалось интенсивным вулканизмом андезито-базальтового состава и становлением кольцевых гранитных интрузий. В результате образования грабена Срединной долины Шотландии первоначальный свод оказался разделенным на два самостоятельных: Северошотландско-Североирландский и Южно-Шотландский. Расположенный между ними грабен Срединной долины испытал двустороннее сжатие и его осадочное выполнение подверглось в среднем девоне довольно интенсивной складчатости.

Примерно в то же время свод Северо-Шотландского поднятия был рассечен почти вдоль оси разломом Грейт-Глен, а над северо-западной частью последнего возникла Оркадская впадина с мощностью осадков среднего Олд Реда до 5,5 км. Основные подвижки по сдвигу Грейт-Глен и по аналогичному ему по возрасту и направлению смещения разлому Минч произошли в среднем девоне, т. е. в заключительную эпоху каледонского тектогенеза Британских островов, примерно соответствующую *акадской* эпохе Северной Америки.

Каледониды Уэльса испытали значительно меньшее орогенное поднятие. В полосе Уэльского бордерленда нижний девон залегает согласно с силуром, и вместе с последним испытал складчатость лишь в среднем девоне, в то время как ближе к центральной части поднятия становится заметным несогласие между нижним девоном и силуром.

Вдоль юго-западной окраины каледонид в Южном Уэльсе, северном Девоншире и юго-западной Ирландии происходит переход континентальных фаций древнего красного песчаника в лагунно-параличские и затем морские. Здесь область развития Олд Реда служит окраиной энергично развивавшейся с начала девона герцинской геосинклинали.

4. ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ И ЕГО СТРУКТУРА

Начиная с позднего девона, т. е. со времени отложения верхнего древнего красного песчаника, область каледонской складчатости испытала последовательное выравнивание рельефа и значительные ее участки превратились в площадь накопления континентальных, а затем, начиная с раннего карбона, и морских отложений. Морская трансгрессия продвигалась с юга, со стороны Среднеевропейской герцинской геосинклинали и соответственно на крайнем севере, в Срединной долине Шотландии морские условия установились лишь во второй половине динанта, в визе, когда трансгрессия достигла своего максимума и преобладание получили известняки. В намюре море начинает снова отступать, преобладание переходит к дельтовым («жерновой песчаник») и параличским отложениям, появляются угли, в вестфале широкое распространение получают циклические, также параличские угленосные толщи, сменяющиеся красноцветами стефана, за которыми после перерыва следуют подобные же континентальные красноцветы нижней перми. Таким образом, формационный ряд эпикаледонской платформы Британских островов начинается красноцветной континентальной формацией D_3 , продолжается морской терригенной, а затем карбонатной формацией C_1 , заканчиваясь угленосной параличской формацией C_2 и красноцветной континентальной формацией $C_3 - P_1$. Мощность только каменноугольной (основной) части чехла достигает в Ланкашире 5 км, а угленосного вестфала — 2,5 км в Южно-Уэльском бассейне.

Несмотря на смену орогенного режима платформенным в позднем девоне, тектонические движения носили в пределах каледонской складчатой зоны достаточно резко дифференцированный характер, отражаясь в развитии конседиментационных поднятий и прогибов. Частично эти структуры унаследованы от каледонского орогена, частично же являются новообразованными, подчиняясь в частности меридиональному (молвернскому, от Молвернских холмов в Северной Англии) простиранию. Движения, особенно последнего направления носили в основном блоковый характер. Они достигли своего максимума в конце карбона — в заключительную эпоху герцинского тектогенеза.

Северо-Шотландское—Северо-Ирландское поднятие продолжало оставаться позитивным структурным элементом в течение всего герцинского цикла. Менее устойчивым воздыманием отличалось Южно-Шотландское поднятие, которое в раннем карбоне (визе) ненадолго было перекрыто морем. Среднешотландский грабен-прогиб продолжал погружаться, накопив только в динанте почти 2 км главным образом континентальных осадков, причем оба ограничивающих его разлома сохраняли свою активность и после карбона. Большим распространением пользуются здесь базальтовые лавы и щелочные основные интрузии, как пластовые, так и в виде даек и штоков.

¹ Включая намюр, который в СССР относится еще к нижнему карбону.

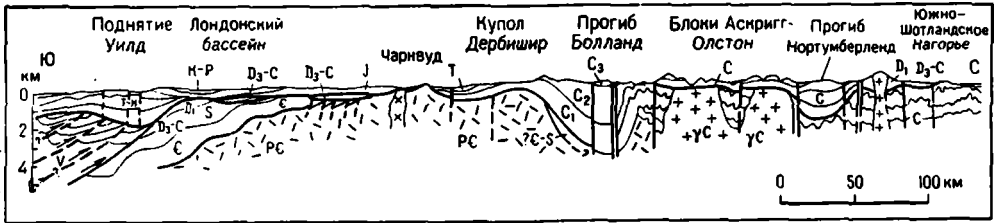


РИС. 22. Геологический профиль через плиту с разновозрастным фундаментом вдоль восточного побережья Англии (по Ф. В. Даннингу).

V — герциниды

Некоторые пластовые тела достигают крупных размеров — так, кварцево-долеритовая интрузия Мидленд-Велли имеет 64 км в поперечнике и 150 м мощности. Продолжением Среднешотландского прогиба в Ирландии служит прогиб Сливбой, но визейская трансгрессия и в Шотландии, и в Ирландии проникла и за Пограничный разлом Северных нагорий.

В южной части эпикаледонской платформы почти все время оставалось сушей субширотное поднятие (Земля Св. Георга), объединившее эпигеосинклинальный ороген Северного и Среднего Уэльса, древнюю Среднеанглийскую антиклизу и каледонский Брабантский массив, относящийся уже к Среднеевропейским палеозоидам. Между Землей Св. Георга и Южно-Шотландским поднятиями в Северной Англии располагалась сложная мозаика приподнятых и опущенных блоков (рис. 22); из числа первых наиболее примечателен Пеннинский блок, из вторых — Нортумберлендский и Среднепеннинский (Ланкаширский) прогибы. Между этими структурами наблюдаются большие различия в фациях и мощностях динантских и более молодых карбоновых отложений. По периферии приподнятых блоков, над разломами и у разломов в визейском веке развивались волсортские (названы так по аналогии с бельгийскими) рифы. Трансгрессивное залегание или выпадение из разреза намюра служит отражением движений судетской эпохи в герцинской геосинклинали. Некоторые прогибы, например Ланкаширский, в ходе своего развития испытали инверсию и превратились в поднятия. В Северной Англии, как и в Шотландии, имеются проявления динантнонамюрского базальтового и затем щелочно-базальтового магматизма, включая крупные силы кварцевых долеритов. Эпикаледонский чехол слагает большие площади в Центральной и Южной Ирландии, обнаруживая общее погружение к югу (юго-западу) в сторону герцинской геосинклинали и образуя тем самым нечто вроде перикратонного прогиба. Он сложен в основном верхним Олд Редом и динантом, к которым местами присоединяются размытые динант и вестфал. Мощность возрастает от 1—2 км на севере до 5 км на юге (юго-западе).

Эпикаледонская платформа Британских островов в целом развивалась в обстановке относительно высокой подвижности, тем не менее как по типу осадочных и магматических формаций, так и по характеру тектонических нарушений она все время оставалась платформой. Складчатость, затронувшая ее чехол в конце карбона, не является повсеместной и регулярной; многие складки, в частности в Пеннинах и Молверне, являются типично приразломными, а их простирание почти перпендикулярно фронту герцинской складчатой системы.

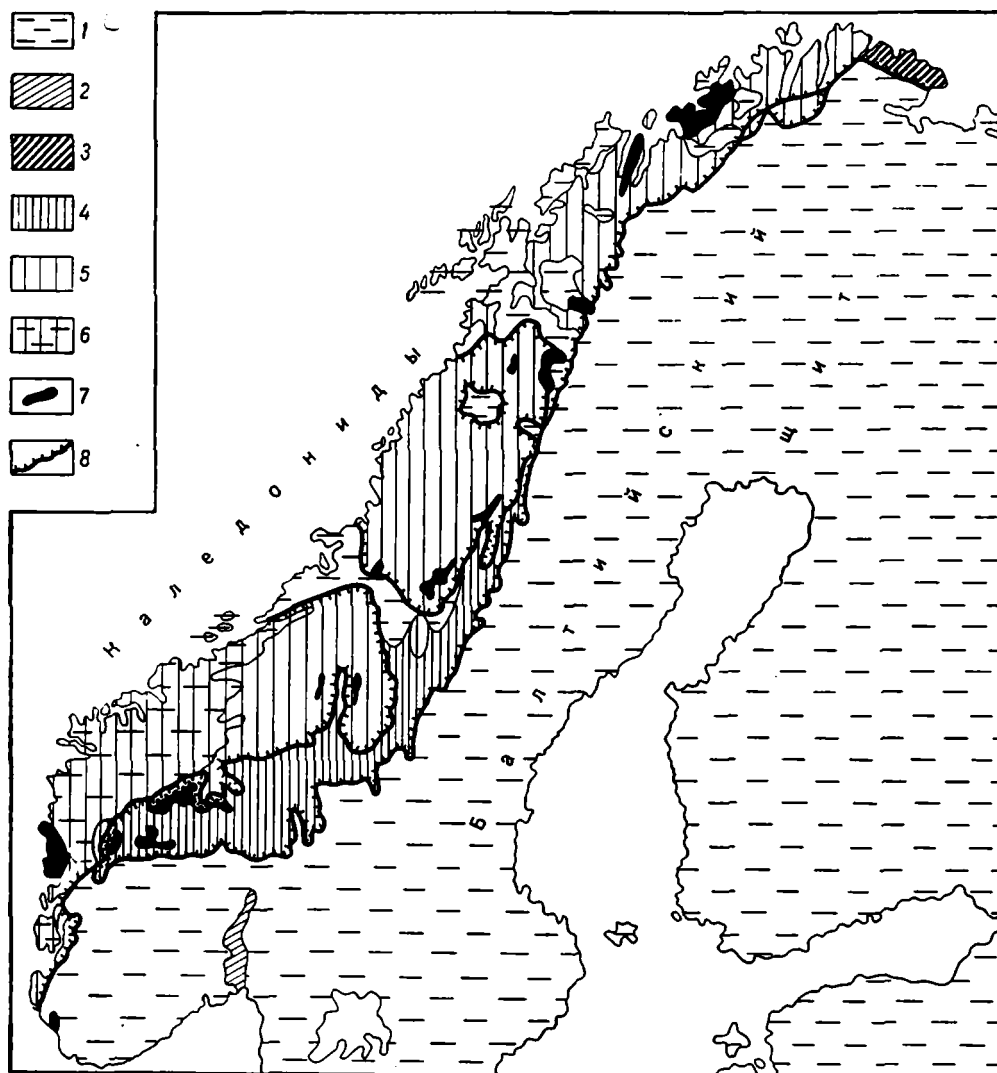


РИС. 23. Схема строения Скандинавских каледонид. (По Тектонической карте Европы м-ба 1 : 10 000 000, 1977 г.)

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — грабен Осло; 3 — байкальды п-ова Варангер; 4 — Внешние покровы каледонид; 5 — Внутренние покровы каледонид; 6 — ремобилизованное докембрийское основание каледонид; 7 — массивы основных и ультраосновных пород в составе каледонид; 8 — фронт марьжей

5. СКАНДИНАВСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ — ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

Скандинавские каледониды слагают северо-западную часть Скандинавского полуострова и основную часть одноименных гор, за исключением их южной оконечности, находящейся уже в пределах Южно-Скандинавского блока Балтийского щита (рис. 23). Норвегия, кроме последнего региона, почти целиком находится в пределах каледонид, в то время как Швеции принадлежит приграничная полоса шириной до 100—150 км. Тем не менее это создало определенные трудности в изучении Скандинавской складчатой системы, особенно в связи с ее сложным покровным строением, и до настоящего времени расчленение на частные покровы и их номенклатура по обе стороны

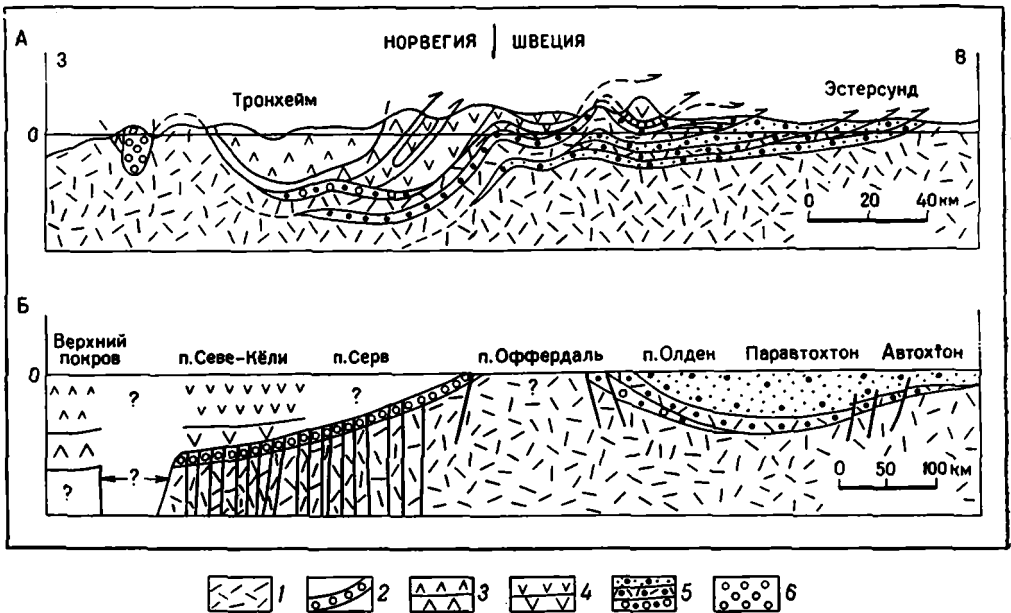


РИС. 24. Профили через Скандинавские каледониды в направлении Тронхейм—Эстерсунд (составлены по работе Д. Г. Джи).

А — современный профиль; Б — реконструкция для раннесилурийской эпохи (до образования покровов); 1 — докембрийский фундамент; 2 — группа Серв; 3 — супергруппа Тронхейм; 4 — супергруппа Севе и Кёли; 5 — супергруппа Емтланд; 6 — девонская моласса

норвежско-шведской границы не согласованы между собой. Общая протяженность Скандинавских каледонид от Ставангера на юге до Финмаркена на севере составляет более 1700 км при ширине 200—300 км; естественно, что на таком расстоянии значительные изменения происходят и по простиранию системы.

Геосинклинальный комплекс Скандинавских каледонид охватывает отложения от верхов докембрия до силура включительно; девонские молассы пользуются ограниченным распространением. Нижний предел возраста геосинклинального комплекса устанавливается по его несогласному залеганию в промежуточных чешуях между аллохтоном и автохтоном севернее Осло на комплексе пород Южно-Скандинавского блока, метаморфизованных и прорванных гранитами в интервале 1100—800 млн. лет. Таким образом, начало погружений в Британском и Скандинавском сегментах каледонской геосинклинали оказывается примерно одновозрастным. Сходен и состав базальных образований верхов рифея и венда, с той разницей, что скандинавский спарагмит занимает как бы промежуточное положение между мойном и торридоном.

По своей структуре Скандинавские каледониды довольно резко отличаются от Британских каледонид. Они целиком состоят из тектонических покровов, перемещенных с северо-запада на юго-восток (рис. 24). Покровная структура здесь настолько очевидна, что была установлена А. Е. Тёрнебомом еще в 1888—1896 гг., т. е. фактически раньше, чем в Альпах. Базальные поверхности этих покровов занимают субгоризонтальное или слабоволнистое положение, с чем нередко согласуется и залегание пород в самих покровах; в других случаях породы аллохтона образуют изоклинальные, часто опрокинутые, или лежащие складки. Породы в основании покровов часто раздавлены, рассланцованы, а в более верхних и более внутренних покровах метаморфизованы.

Внешние каледонские покровы (восточный комплекс, по Gee, 1965) залегают непосредственно на фундаменте Балтийского щита, либо на его чехле, представленном спарагмитовой серией и (или) маломощным карбонатно-глинистым кембро-силуром. В районе к северу от Осло близ фронта каледонид чехол смят в складки, вплоть до изоклинальных, сорванных с фундамента. Вдоль самого фронта платформенный чехол сам вовлечен в надвиговые перемещения, что особенно хорошо видно на территории Швеции. Внешние покровы собственно каледонид образованы мощным спарагмитом — нижним, аркозовым или верхним, кварцитовым, а также миогеосинклинальным кембро-силуром. В последнем в отличие от одновозрастных платформенных отложений преобладают глинистые и аспидные сланцы и граувакки; региональный метаморфизм еще крайне слабый. По форме эти покровы представляют собой плоские пластины, в лобовых частях которых встречаются глыбы пород фундамента — гранитов и порфиоров или вендских кварцитов.

Более внутренние покровы (западный комплекс, по Gee, 1975), представителем которых могут служить покровы Севе и Кёли, сложены уже эвгеосинклинальным материалом — филлитами, зелеными сланцами (по основным эффузивам) с интрузиями серпентинизированных ультрабазитов, габбро и плагиогранитов (трондьемитов). Считается, что основная масса вулканитов имеет ордовикский возраст. Местами породы обнаруживают гораздо более высокую степень метаморфизма, до амфиболитовой фации включительно, но нельзя быть уверенным, что это не ремобилизованные породы древнего фундамента.

Очень своеобразным элементом структуры норвежских каледонид является Ютунский покров в Южной Норвегии, сложенный гнейсами гранулитовой фации, анортозитами, габбро, гранитами, которые теперь достаточно уверенно, на основании радиометрических данных считаются докембрийскими, т. е. ремобилизованными породами фундамента. Еще большим распространением последние пользуются в районе Бергена, в так называемых Бергенских дугах, где известны и такие характерные для раннего докембрия породы, как чарнокиты. По новейшим данным, Ютунский покров скорее всего отвечает нижней части покрова Севе—Кёли более северных районов.

Таким образом, по крайней мере в южной части Скандинавских каледонид древнедокембрийский фундамент, идентичный фундаменту прилегающей части Балтийского щита (Южно-Скандинавский блок), подвергся интенсивной ремобилизации и был вовлечен в покровные деформации, подобно тому, как это давно установлено для Гренландских каледонид и отчасти для Метаморфической зоны каледонид Шотландии (чешуи льюисских гнейсов, но здесь стиль гораздо более пластичный). Наряду с этим в приводораздельной полосе Скандинавских гор, где проходит шведско-норвежская граница, древний кристаллический фундамент выступает на поверхности в совершенно ином качестве в тектонических окнах, где местами поверх этого фундамента на периферии окон сохранился и чехол, в той или иной степени (но слабее, чем в покровах) метаморфизованный. Полоса этих окон, обнаруживаемых в последние годы во все большем числе, намечает собой ось поздней или даже послекаледонского поднятия, вдоль которого произошел частичный размыв покровов. В районе севернее Тронхейма выходы автохтонного фундамента полностью прерывают покровную структуру и распространяются вдоль побережья Норвежского моря. Это указывает на вероятность полной аллохтони каледонид в пределах суши и заставляет искать их «родину» (где и должен был подвергнуться ремобилизации фундамент) уже в области современной акватории Норвежского моря. Тем самым амплитуда перемещения каледонских шарьяжей должна оцениваться огромной цифрой в 200—250 км, не менее. Для решения вопроса о «родине»

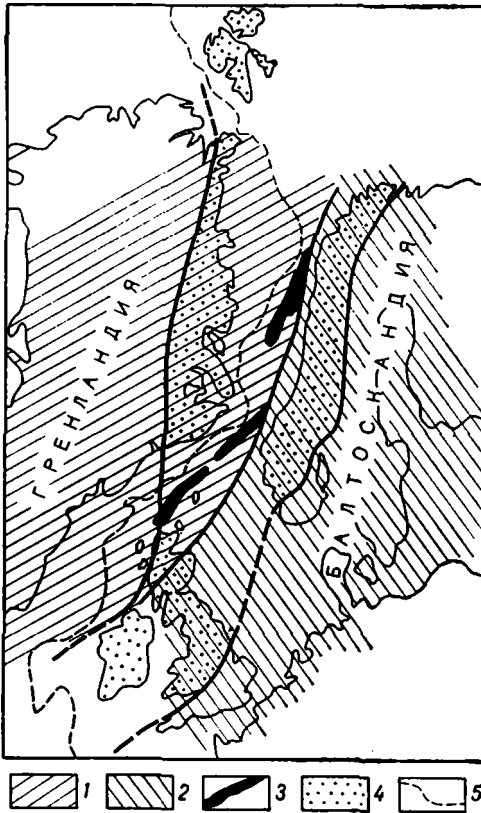


РИС. 25. Реконструкция Северной Атлантики для предкайнозойской эпохи (по данным Э. Булларда и др., М. Тальвани и О. Эльдхольма, Д. Г. Джи).

1 — гренландский докембрийский фундамент; 2 — то же, балтоскандинавский; 3 — гравимагнитные максимумы; 4 — каледонский комплекс; 5 — изобата 1000 м, по которой совмещены контуры Гренландии и Балтоскандии

внутренних покровов существенно то обстоятельство, что находящиеся вблизи побережья Северной Норвегии Лофотенские и Вестероленские острова сложены архейским с возрастом до 3500 (1) млн. лет (Taylor, 1975) комплексом пород гранулитовой фации метаморфизма, в том числе чарнокитами.

Если архей Лофотен — прямое продолжение фундамента Балтийского щита, «родину» покровов каледонид надо искать еще дальше в море. Если же это уже элемент какого-то срединного массива, типа гипотетической Эрии или периферия Гренландского щита, отторгнутая при заложении Северной Атлантики, то корни каледонид должны находиться между Лофотенами и материком, где для них оказывается очень мало места (полное выжатие в процессе обдукции?)

Новейшие геофизические данные по Северной Атлантике (Talwani a. Eldholm, 1972) указывают на связь Лофотен через плато Вёринг (к западу от Тронхейма) и район к западу от Шетландских островов с Гебридским массивом, т. е. с Эрией или Гренландским щитом. Эта связь документируется полосой крупных положительных гравитационных и магнитных аномалий и дает основание Д. Г. Джи для докайнозойской реконструкции Гренландско-Скандинавских каледонид, приведенной на рис. 25.

На покровные структуры каледонского геосинклинального комплекса резко несогласно наложены орогенные, межгорные впадины, выполненные девонской (D_{1+2}) красноцветной континентальной молассой, испытавшей уже лишь германотипные, хотя местами и довольно интенсивные деформации. Впадины эти в отличие от Британских каледонид имеют очень небольшие размеры и распространены лишь в южной половине Норвегии; по своей структуре они представляют грабены и их основная полоса протягивается вдоль побережья; наиболее крупной является Рорегенская впадина близ Бергена.

6. СКАНДИНАВСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ — ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Заложение Скандинавской геосинклинальной системы по всем имеющимся данным относится к той же эпохе около 800 млн. лет, что и заложение прогибов Северо-Шотландского нагорья или Восточной Гренландии. Гораздо меньше оснований думать, что во внутренних частях системы оно произошло раньше — в начале позднего рифея или даже в среднем рифее. Осадки ниж-

него или «красного» спарагмита имеют аркозовый и довольно грубый состав и это указывает на их образование за счет размыва возвышенной страны. Такой страной была омоложенная готскими и дальсландскими движениями и магматизмом, пронизанная гранитами и покрытая кислыми лавами и пирокластолитами этого возраста западная окраина Балтийского щита. Легко видеть, что обстановка на юго-восточной периферии каледонской геосинклинали в эпоху ее заложения в Скандинавии была почти совершенно тождественна обстановке на ее северо-западной периферии в Шотландии. Напомним, что аналогичные условия существовали в это время в Восточной Гренландии и в Аппалачах. Иначе говоря, заложению Северо-Атлантического пояса повсеместно предшествовали интенсивные восточные движения более широкой полосы древнего фундамента с ее повторной тектоно-метаморфическо-магматической переработкой в готскую — эльсонскую и дальсландскую — гренвильскую эпохи, отраженной в радиометрических датировках пород.

На границе времени накопления нижнего и верхнего спарагмита¹, т. е. рифея и венда советской геохронологической шкалы, произошло значительное расширение будущего геосинклинального бассейна и резкое изменение характера осадков (рис. 26). В раннем венде появляются тиллиты, свидетельствуя о покровном оледенении Балтийского щита; затем широкое распространение получают кварциты, указывая, что дальнейший размыв щита происходил уже в условиях более выровненного рельефа.

Переход от венда к кембрию совершился, видимо, вполне постепенно; с этого времени тектонический режим становится более определенно геосинклинальным, хотя некоторые исследователи и пытались обнаружить во внутренних покровах каледонид эвгеосинклинальные аналоги спарагмита. В многогеосинклинальной зоне на месте отложения материала будущих внешних покровов накапливались глинисто-граувакковые отложения континентального подножия. Состав кембрийских отложений эвгеосинклинальной зоны не может быть восстановлен с достаточной достоверностью, но известно, что уже в нижнем ордовике присутствует конгломерат из гальки серпентинитов, основных эффузивов и плагигранитов (трондьемитов). Следовательно, к этому времени развитие Скандинавской геосинклинали привело к замещению континентальной коры, на которой она была целиком заложена, океанической в ее осевой части², и даже к смятию и размыву последней. Одновременно эвгеосинклинальная западная зона отделилась от восточной, многогеосинклинальной, геоантиклинальным поднятием фундамента, протягивавшимся примерно в положении современной полосы тектонических окон автохтона. Возможно, что эта наиболее ранняя эпоха деформаций Центрального сегмента Скандинавских каледонид — так называемая тронхеймская, или трисильская, фаза была одновременной с начальной эпохой деформаций Метаморфической зоны Британских каледонид в Ирландии, где также указывается на несогласное залегание ордовика (аренига)³.

Вместе с тем считается, что мощные толщи вулканитов спилито-кератофировой формации внутренних покровов имеют раннеордовикский возраст. В среднем ордовике здесь вновь появляются конгломераты («фаза Экне»), а в верхнем — флишевые или флишондные отложения с турбидитами, т. е. осуществляется переход к позднегеосинклинальной стадии развития. Такой переход подтверждается сменой основных эффузивов андезитами

¹ Верхний спарагмит получил у шведских геологов название варяжской формации (Varegian).

² Новообразованию океанической коры в венде — кембрию могло предшествовать возникновение комплекса параллельных даек основного состава, пронизывающего самый нижний из западного комплекса покровов (Сее, 1975).

³ В более северном сегменте, в Западном Финмаркене радиометрические датировки указывают на среднекембрийский возраст основного тектогенеза (Pringle a. Sturt, 1970).

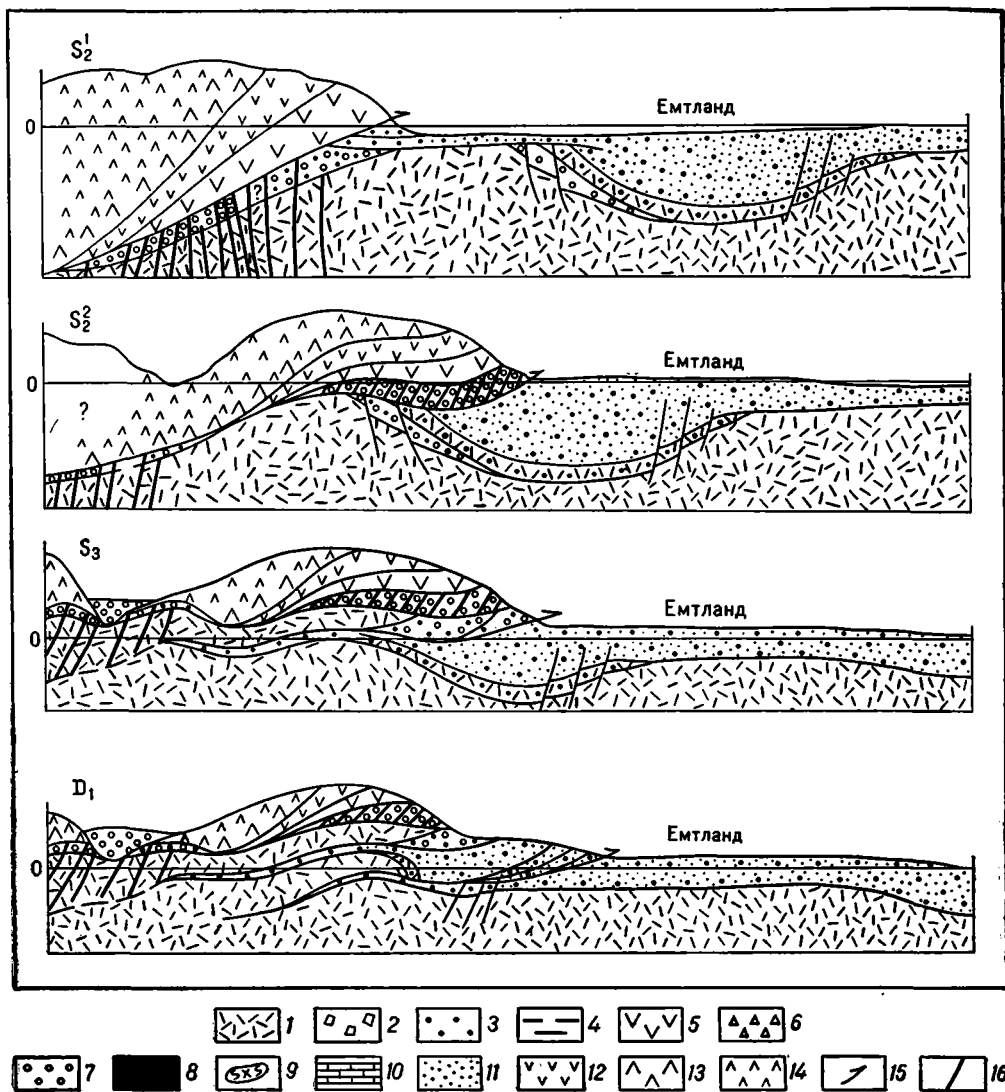
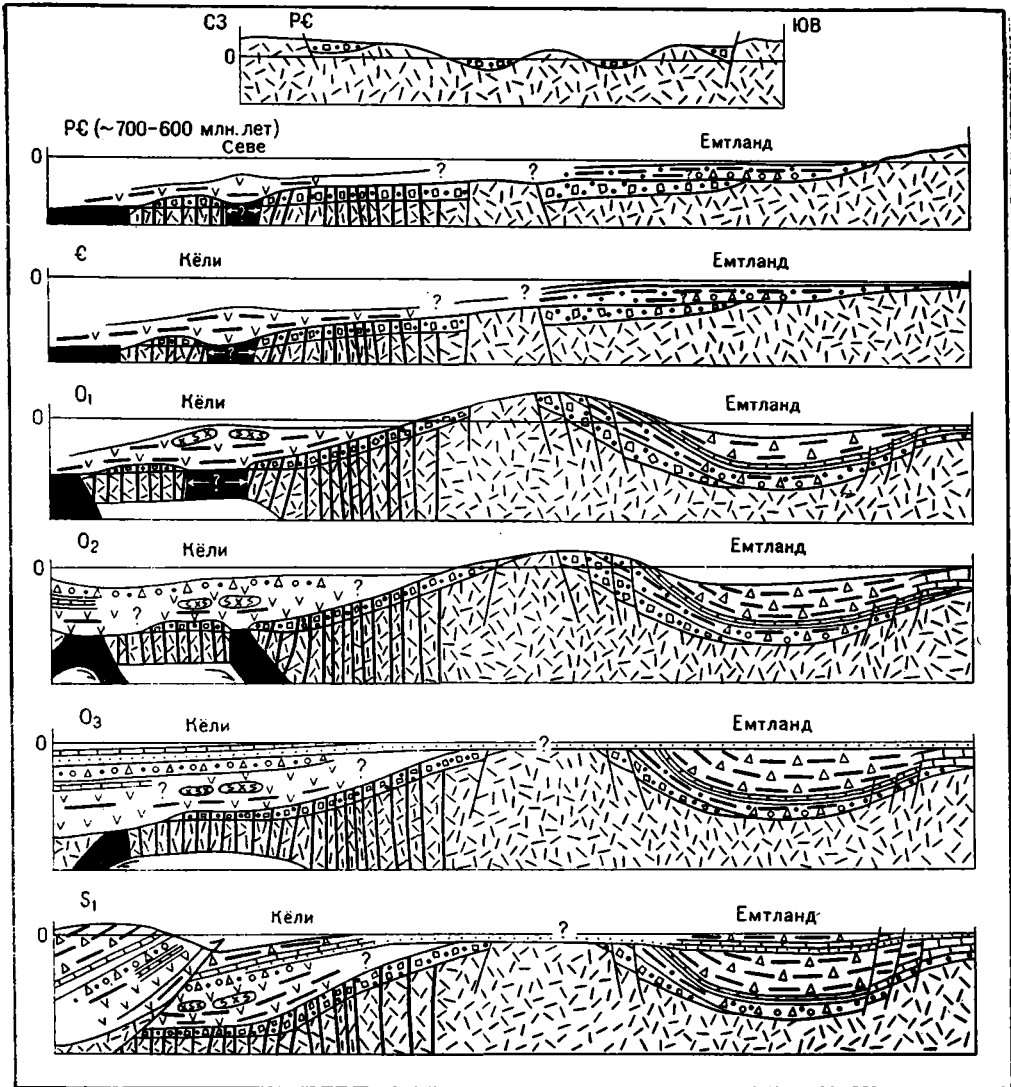


РИС. 26. Схематические палеотектонические профили Скандинавских каледонид вдоль линии Тронхейм—Эстерсунд (по Д. Г. Джи).

1 — докембрийский кристаллический фундамент; 2 — речные отложения; 3 — мелководно-морские осадки; 4 — глинистые осадки; 5 — вулканиты; 6 — граувакки; 7 — тиллиты; 8 — океаническая кора; 9 — серпентинитовые конгломераты; 10 — известняки; 11 — кварциты; 12—14 — вулканиты среднего и кислого состава; 15 — надвиги; 16 — сбросы

и риолитами. Эта островодужная ассоциация была связана с наклонной в сторону Балтийского щита зоной Беньюфа (см. рис. 26). Поднятия снова проявились в позднем ордовике — начале силура, судя опять же по конгломератам, в которых имеются и обломки габбро из Ютунского покрова (спаргамит Вальдрес). Это возможно указывает на начало покровообразования, совпадающее с предкарадокскими деформациями в Великобритании. Однако основные деформации, региональный метаморфизм, мигматизация и гранитизация каледонского комплекса Скандинавии произошли лишь в конце силура — начале девона, т. е. в позднекаледонскую эпоху тектогенеза, что подтверждается и максимумом радиометрических датировок K/Ar мето-



дом. При этом геологические данные показывают, что эти основные деформации начались несколько раньше во внутренних зонах (до даунтона и даже возможно лудлоу в районе Тронхейма), чем во внешних (после даунтона в районе Осло). Будучи весьма интенсивными, они сильно затушевывали эффект более ранних фаз тектогенеза.

Таким образом, орогенный период развития Скандинавских каледонид отвечает позднему силуру, раннему и среднему девону, в течение которых в межгорных впадинах происходило накопление континентальных красноцветных конгломератов и песчаников большой мощности (до 5 км). Эти молассовые образования подверглись местами довольно интенсивным складчатым, надвиговым и сбросовым дислокациям, возраст которых считается О. Хольтедалем не среднедевонским (оркадским), как в Шотландии, а скорее позднедевонским — раннекарбовым (свальбардским), как на Шпицбергене и в Восточной Гренландии.

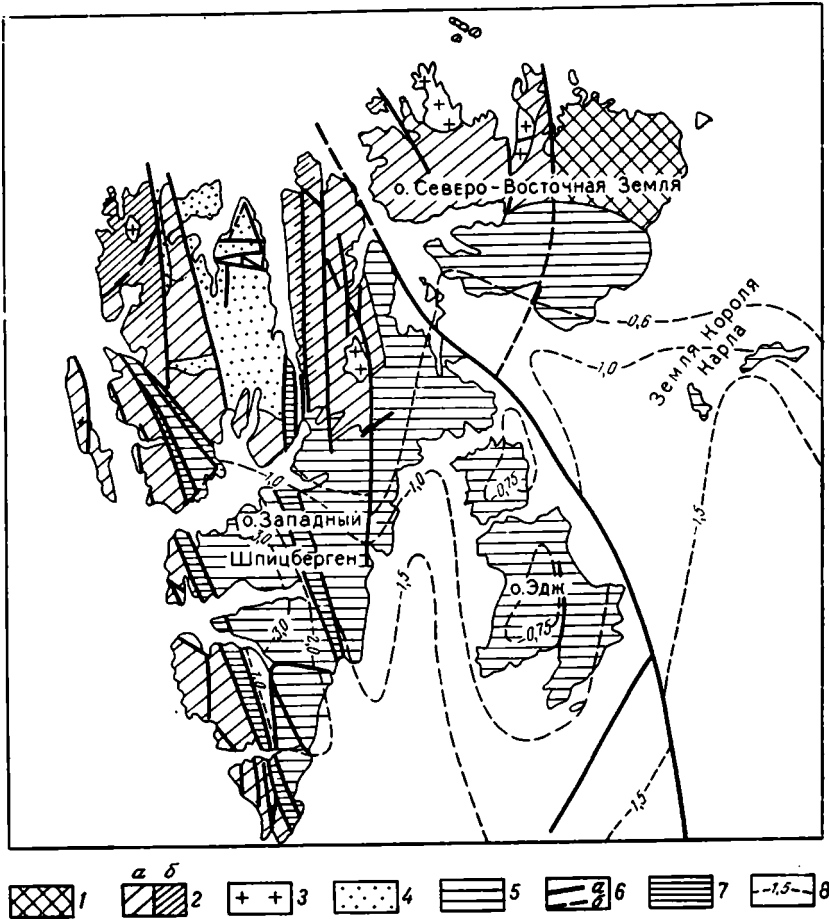


РИС. 27. Схема структуры архипелага Шпицберген (по А. А. Красильщикову и Ю. Я. Лившицу, упрощена).

1 — предполагаемый выступ раннедокембрийского фундамента, переработанного в эпоху каледонского тектогенеза; 2 — выходы каледонского (рифейско-нижнепалеозойского) складчатого комплекса: а — слабо метаморфизованного, б — сильно метаморфизованного; 3 — каледонские гранитоиды; 4 — моласовое выполнение девонских грабенов; 5 — платформенный чехол (карбон — палеоген); 6 — разломы: а — в фундаменте и чехле, б — в фундаменте; 7 — зона пернокеанических деформаций чехла; 8 — изогипсы подошвы чехла

7. КАЛЕДОНИДЫ ШПИЦБЕРГЕНА И ИХ ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

Каледониды архипелага Шпицберген представляют собой крайнее северо-восточное, во всяком случае доступное непосредственному изучению, звено Северо-Атлантических каледонид (рис. 27). Каледонский складчатый комплекс практически непрерывно обнажается вдоль западной периферии архипелага и в его северной части; в восточном и южном направлениях он скрывается под чехлом каменноугольно-пермских и более молодых отложений.

Вопрос о возрасте гнейсов, выступающих в пределах Северо-Восточной Земли Шпицбергена и на прилегающих более мелких островах, остается спорным. Они могут быть раннедокембрийскими, хотя их каледонская переработка не вызывает сомнений. Что же касается глубоко метаморфизованных пород, выступающих местами в Западном Шпицбергене и, в частности, на п-ове Новая Фрисландия, то их принадлежность собственно каледон-

скому, т. е. рифейско-нижнепалеозойскому комплексу достаточно очевидно, по личному сообщению М. Г. Равича, недавно посетившего эти выходы.

Геосинклиальный комплекс Шпицбергена известен под названием комплекса Гекла-Хук; его обычно принято делить на три части, для которых, в свою очередь, разработано более дробное литостратиграфическое деление, для настоящих целей несущественное. По данным советских исследователей (Красильщиков, 1973; Раабен, 1975), нижняя часть комплекса Гекла-Хук по флоре строматолитов относится к среднему, а низы, возможно, и к нижнему рифею. Отличительной особенностью этой части разреза является развитие наряду с метаморфизованными терригенными породами — карбонатными и слюдяными сланцами и кварцитами — амфиболитов, возникших по основным эффузивам и туфам. Общая мощность нижнего Гекла-Хук достигает 12 км.

Средняя часть комплекса мощностью около 6—8 км уверенно сопоставляется М. Е. Раабен с верхним рифеем. Ее нижняя половина представлена терригенной, в основном кварцевой («фаллаховой», по Б. М. Келлеру), формацией, верхняя — карбонатной. Наконец, верхняя часть Гекла-Хук, начинающаяся тиллитами, отвечает венду, кембрию и нижнему — среднему ордовику, т. е. полностью соответствует серии Дальред Шотландии. Ее мощность всего около 2 км, из которых 200 м доломитов и доломитизированных известняков приходится на кембрий (фаунистически охарактеризован Є_1) и 600 м известняков — на ордовик. Весь этот мощный комплекс, подошва которого не обнажена (за возможным исключением Северо-Восточной Земли), смят в складки умеренной интенсивности, в общем возрастающей вместе с мощностью осадков и степенью метаморфизма с востока на запад. На крайнем западе складки часто опрокинуты на восток и осложнены надвигами. Складки группируются в антиклинории — Западно-Шпицбергенский и Ново-Фрисландский, и разделяющие их синклинории. Вдоль осей антиклинориев, близ осложняющих их продольных разрывов наблюдается повышение степени метаморфизма до амфиболитовой фации, что напоминает Восточную Гренландию.

За завершением складчатости последовало расчленение структуры крупными разломами, которые возможно и даже вероятно были активными уже в период осадконакопления. Эти разломы расчленяют складчатую структуру Шпицбергена на блоки; в промежутке между разломами Раудфьорден и Биллефьорден на орогенном этапе образовался сложный грабен, выполненный мощной красочной континентальной молассой нижнего — среднего девона (см. рис. 27). Породы молассовой формации дислоцированы местами довольно интенсивно, вплоть до появления кливажа, особенно вдоль восточного ограничения грабена, а отчасти и вдоль западного. В центральной же части грабена они залегают субгоризонтально. Разломы перекрываются на юге осадочным чехлом.

Анализируя историю Каледонской геосинклинали на ее шпицбергенском отрезке, следует прежде всего обратить внимание на то, что ее заложение здесь произошло намного раньше, чем в Великобритании, Скандинавии, Гренландии — еще в начале среднего рифея, если не в раннем рифее. Столь раннее начало геосинклинальных погружений на Шпицбергене возможно объясняется тем, что в это время Шпицберген лежал на продолжении Тиманской зоны байкалитид, достигающей на северо-западе п-вов Рыбачьего и Среднего. Нижняя часть комплекса Гекла-Хук носит довольно отчетливо выраженный эвгеосинклиальный характер, хотя гипербазиты отсутствуют и о настоящей офиолитовой формации говорить не приходится. Очевидно, континентальная кора испытала значительное растяжение и утонение, но не полный разрыв. Тем не менее проницаемость ее сильно повысилась и произошли массовые извержения базальтовой магмы.

На рубеже среднего и позднего рифея, т. е. в гренвильскую (дальсландскую) тектоническую эпоху, на Шпицбергене вероятно уже наметились геантиклинальные зоны. Об этом свидетельствуют признаки перерыва между нижней и средней частями комплекса Гекла-Хук и присутствие конгломерата в основании последней на Южном Шпицбергене.

Средняя часть Гекла-Хук в отличие от нижней уже не содержит вулканического материала и является миогеосинклинальной, если не субплатформенной. Ее ближайшим аналогом может служить серия Элеонор-Бей в Восточной Гренландии. Проницаемость коры снова резко уменьшилась, вероятно вследствие гренвильских деформаций.

На границе рифея и венда в байкальскую эпоху можно подозревать усиление восходящих движений в геантиклиналях и в прилегающей части платформы (если она действительно достигала Северо-Восточной Земли). Широкое распространение тиллитов в низах верхней части комплекса Гекла-Хук и некоторые радиометрические датировки косвенно подтверждают этот вывод. Как мы увидим ниже, предвендское несогласие отчетливо проявлено к югу от Шпицбергена, на о-ве Медвежьем.

Радиометрические данные указывают также на возможность проявления на Шпицбергене, опять же в антиклинорных зонах, сложенных нижней частью комплекса Гекла-Хук, метаморфизма, а следовательно, очевидно, и деформаций на переходе от венда к кембрию ($584-586 \pm 26$ млн. лет на южном Шпицбергене — Gayer, Gee, Harland, 1966). На этом рубеже произошла также смена миогеосинклинального режима режимом, фактически платформенным, в обстановке которого и отложилась карбонатная формация кембро-ордовика. Платформенный характер этой формации дал основание Б. П. Бархатову (1970) поднять вопрос о неправомочности отнесения Шпицбергена к каледонидам. Б. П. Бархатов считает Шпицберген эпибайкальской платформой, испытавшей каледонскую активизацию, что было бы справедливо, если бы образованию карбонатной формации венда — ордовика предшествовал достаточно интенсивный байкальский тектогенез.

Однако главные деформации на Шпицбергене произошли лишь после накопления этой формации между средним ордовиком и ранним девонем. Предполагается, что они могли быть двухфазными: первая фаза в конце ордовика с основным региональным метаморфизмом и мигматизацией и вторая фаза на границе силура и девона с динамометаморфизмом и образованием довольно многочисленных и явно послескладчатых плутонов гранитов с возрастом 400 ± 20 млн. лет.

За этим последовало горообразование с накоплением красноцветной континентальной молассы нижнего — среднего девона (Олд Ред) мощностью более 8 км. Моласса эта оказалась неравномерно деформированной заключительными каледонскими движениями, которые получили название свальбардской¹ фазы. Геологические соотношения показывают, что свальбардские движения должны были проявиться в послезиветское, но дотурнейское время, т. е. в позднем девоне.

По мнению У. Б. Харланда (Harland, 1961), в свальбардскую фазу вдоль глубинных разломов, наложенных на каледонскую складчатую структуру Шпицбергена, произошли крупные левосторонние горизонтальные смещения, которые входят в одну систему со сдвигами Шотландии (Грейт-Глен, Минч) и предполагаемыми сдвигами Ньюфаундленда (Кэбот). Этими сдвигами У. Б. Харланд объясняет несоответствие состава и мощности девонских и более древних (Гекла-Хук) образований по разные стороны разломов на Шпицбергене, а также сходство разреза комплекса Гекла-Хук на п-ове Новая Фрисландия с расположенной значительно южнее серией Элеонор-Бей восточного побережья Центральной Гренландии. Предположение

¹ Свальбардом норвежцы называют Шпицберген вместе с о-вом Медвежьим.

У. Б. Харланда можно считать вполне правдоподобным, но изменения состава и мощности комплекса Гекла-Хук, вероятно, в значительной мере обязаны развитию частных поднятий и прогибов уже в период его седиментации.

С начала карбона в районе Шпицбергена устанавливается платформенный режим с длительным преобладанием слабых опусканий. Свидетелем разрушения последних остатков каледонских горных сооружений служат красноцветные песчаники и конгломераты низов карбона. Выше следуют угленосная терригенная формация визе — намюра, эвапоритово(гипсоносно)-карбонатная формация остального карбона (мощность всего карбона более 1000 м) и перми (до 1000 м), параличская терригенная формация триаса — юры — нижнего мела (до 2500 м). Как подчеркивает У. Б. Харланд, этот разрез, особенно триас — юра, очень сходен с разрезом Канадского Арктического архипелага (Свердрупской синеклизы). В течение отложения первой из формаций чехла, а также в конце юры — начале мела проявились слабые складчатые и разрывные движения; с последней фазой совпало внедрение многочисленных силлов и даек долеритов. После перерыва на границе юра—мел возобновляется отложение терригенной (песчано-глинистой) параличской формации, которая охватывает весь нижний мел. На поздний мел приходится общий перерыв в осадконакоплении, свидетельствующий о поднятиях. Южнее в это время происходило раскрытие северной части Атлантического океана.

Осадконакопление возобновилось в начале палеогена с отложения довольно мощной (более 1,5 км) параличской (с преобладанием континентальных отложений) угленосной формации палеоцена — нижнего эоцена.

В центральной части синеклизы Юго-Западного Шпицбергена палеоген залегает согласно с мелом, но за пределами синеклизы ложится несогласно на более древние образования. Этой формацией заканчивается осадочный чехол Шпицбергена; его общая мощность составляет на юго-западе 4—5 км, уменьшаясь до 1,5—2 км на северо-востоке, частично за счет выпадения нижнего карбона и сокращения юры и мела. На северо-востоке чехол залегает практически горизонтально; на юге Западного Шпицбергена вырисовывается крупный прогиб (синеклиза), в центральной части которой сохранился угленосный палеоген. Этот прогиб лежит на южном продолжении девонского грабена; разломы, ограничивающие грабен, а также проходящие восточнее, частично проникают и в чехол.

Резкое увеличение интенсивности деформаций наблюдается вдоль западного ограничения прогиба. Эта Западно-Шпицбергская зона дислокаций составляет наиболее примечательную особенность молодой тектоники архипелага. Она затрагивает все слагающие юго-западное побережье о-ва Западный Шпицберген и о-в Принца Карла отложения, до палеогеновых включительно, и выражается в сложных складчато-надвиговых деформациях с общей восточно-северо-восточной вергентностью. Общая протяженность зоны 300 км при ширине 20—30 км; как на севере, так и на юге ее продолжение скрыто морем. Совершенно очевидно, что образование этой зоны дислокаций связано с развитием Северной Атлантики. У. Б. Харланд полагает, что оно было вызвано сжатием в направлении юго-запад—северо-восток в связи с раскрытием Лабрадорского моря и смещением Гренландии к северо-востоку. Это должно было произойти, очевидно, не позже конца эоцена, когда, по современным представлениям, спрединг в области Лабрадорского моря прекратился.

Проявлением еще более поздней тектонической активности, очевидно уже непосредственно связанной с формированием океанического пространства между Шпицбергом и Гренландией, является образование грабена (рифта) Форландсундет между о-вами Принца Карла и Западным Шпицбергом, плиоцен-четвертичный вулканизм, в основном вдоль западного

ограничения девонского грабена, и современная сейсмичность. Полоса эпицентров землетрясений, продолжающая рифтовую зону Срединно-Атлантического хребта и соединяющая ее с аналогичной зоной вдоль хребта Гаккеля в Арктическом океане, следует непосредственно вдоль континентального склона Шпицбергена.

Существенное значение для понимания соотношений между каледонидами Шпицбергена и Скандинавии имеет строение находящегося примерно на середине расстояния между ними о-ва Медвежьего, недавно довольно детально изученного советскими геологами (Красильщиков, Лившиц, 1974). Эти исследования подтвердили, что о-в Медвежий по своей структуре заметно отличается как от Шпицбергена, так и от Северной Норвегии. Карбонатная формация венда — нижнего палеозоя здесь не только носит вполне платформенный характер, но и не претерпела никаких сколько-нибудь интенсивных деформаций, составляя фактически нижний структурный этаж (комплекс) осадочного чехла. На о-ве Медвежьем нет ни каледонских гранитов, ни каледонского метаморфизма, ни каледонской молассы — нижнему и среднему девону соответствует перерыв в отложении осадков. На небольших участках из-под венд-нижнепалеозойских отложений выступает резко несогласно ими перекрываемый метаморфический комплекс, возраст которого остается неизвестным — он может соответствовать низам комплекса Гекла-Хук, но может иметь и более древний — раннекембрийский возраст. Ясно, во всяком случае, что основная каледонская геосинклиналь не проходила через о-в Медвежий, и это усложняет решение вопроса о соотношении каледонид Скандинавии и Шпицбергена. А. А. Красильщиков и его коллеги полагают, что каледониды Шпицбергена были связаны лишь с одновозрастной складчатой системой Восточной Гренландии, а от Скандинавских каледонид, продолжавшихся в сторону Новой Земли, отделялись срединным массивом (эпибайкальским?), элементом которого являлся современный о-в Медвежий. В таком случае к этому массиву следовало бы отнести Лофотенский архипелаг, подводное плато Вёринг, Гебридский массив Шотландии и подводную возвышенность Роколл, но эта интерпретация не представляется единственно возможной — Медвежий может являться и западным выступом Баренцевоморской плиты.

8. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

В настоящее время не вызывает сомнений первоначальная принадлежность Британских и Скандинавских каледонид, каледонид Шпицбергена, а также Восточной Гренландии и Ньюфаундленда, несмотря на очевидные различия в их строении и развитии, к единому Северо-Атлантическому складчатому геосинклинальному поясу, пережившему свой первичный орогенез в девоне. Простирающиеся вдоль Британских и Скандинавских каледонид, а также Ньюфаундленда офиолитовые зоны делают вполне очевидным и заложение Северо-Атлантического пояса на коре океанического типа, откуда следует, что на ранних стадиях своего развития его центральная часть должна была представлять собой глубокоководный и, вероятно, достаточно обширный бассейн. Глубоководность этого бассейна независимо подтверждается и характером осадков кембрия — нижнего силура. О значительной его ширине свидетельствует давно подмеченное, но подтвержденное новейшими исследованиями отличие мелкоководных фаун кембрия — раннего и среднего ордовика Западного Ньюфаундленда, Гебридского массива и самых верхних (западных) покровов Скандинавских каледонид, с одной стороны, и Восточного Ньюфаундленда, Неметаморфической зоны Британских каледонид и остальных покровов (включая нижние покровы западного комплекса), а также Форланда Скандинавских каледонид — с другой. Это отличие исчезло к позд-

нему ордовика, т. е. к тому времени, когда в результате деформаций сжатия ширина геосинклинального пояса существенно уменьшилась.

Косвенным свидетельством значительного поперечного сокращения геосинклинального пояса является и масштаб горизонтальных перемещений по шарьяжам. Развертывание скандинавских покровов привело Д. Г. Джи к цифре более 500 км, вдвое превышающей более раннюю оценку Б. Асклунда. Правда, в согласии с Г. Рамбергом, следует принять во внимание удлинение шарьяжных пластин в процессе их гравитационного раздавливания, убедительно доказываемое широко проявленным будинажем, но оно затрагивает лишь часть покровов и вряд ли может изменить порядок цифр. В Британских каледонидах амплитуда перемещения по Мойнскому надвигу оценивается величиной до 140 км, но в целом для Британского сегмента пояса еще не имеется ни достаточно полной картины общей складчато-надвиговой структуры, ни вполне убедительной реконструкции первоначальных, додеформационных соотношений отдельных зон.

Наиболее достоверной количественной оценки первоначальной ширины геосинклинального пояса можно ожидать, естественно, от данных палеомагнитных исследований. Как сообщает Ф. В. Даннинг на основании информации, доложенной на Эдинбургском симпозиуме 1971 г., ширина Протоатлантики должна быть порядка 2000 км (Dunning, 1972). Она в четыре раза превышает современную ширину Британских каледонид, но значительно меньше первоначальной оценки Дж. Дьюи — 7000 км. При этом остается не вполне известным характер пространства с океанической корой — настоящий океан или отдельные моря, разделенные микроконтинентами (вроде микроконтинента, рисуемого некоторыми исследователями в районе Срединной долины Шотландии). Собственно океаническое пространство, т. е. пространство с океанической корой, имело наибольшую ширину в Ньюфаундленде, Британских каледонидах и южной части Скандинавских каледонид. Оно значительно суживалось к югу, в Аппалачах (по У. М. Кэди), а также, вероятно, в северной части Скандинавских каледонид, где альпинотипные базиты и ультрабазиты отсутствуют, и тем более в Восточной Гренландии и Шпицбергене, где ультрабазиты вообще не известны, но имеются спилиты в низах серии Гекла-Хук. Общее сходство докембрийского обрамления по обе стороны Северо-Атлантического пояса и его продолжение на значительное расстояние внутрь пояса под миеосинклинальными зонами и покровами делает весьма вероятным возникновение этого пояса в результате раскалывания и раздвига единого перед этим континентального суперкратона. Этому предшествовал длительный и многофазный процесс воздымания широкой полосы по обе стороны будущей геосинклинали, включающей Гренвильский пояс на западе и Южно-Скандинавский с его южным продолжением, на востоке. Свидетельством такой многофазности являются повторные проявления метаморфизма, плутонизма и деформаций в пределах обоих поясов, зафиксированные радиометрическими датировками (лаксфордская, эльсонско-готская, гренвильско-дальсландская эпохи).

Заложение геосинклинального пояса началось на севере, в районе Шпицбергена, где уже средний рифей представлен геосинклинальной формацией. Южнее в позднем рифее началась подготовительная стадия — стадия рифтообразования, возможно, сопровождавшаяся внедрением роёв базальтовых даек. Однако в Северо-Западной Шотландии существуют, как уже отмечалось, косвенные данные в пользу существования бассейна с океанической корой уже в позднем рифее (Garson a. Plant, 1973). Во всяком случае, в венде и особенно кембрии такой бассейн несомненно существовал и это был, скорее всего, океан атлантического типа со сбросовыми окраинами.

Крупный перелом в развитии пояса наступил в начале ордовика, перед аренигом, когда по обе его стороны возникли зоны Бенъофа, началась субдукция океанической коры с постепенным сокращением первичного океани-

ческого пространства, возникли островные дуги с андезито-риолитовым вулканизмом, а в их тылу в процессе «мантийного диапиризма» раскрылись окраинные моря, как это предполагается и для Британских, и для Скандинавских (Gee, 1975; Ramsay, 1973) каледонид. В этих окраинных морях кора могла быть не обязательно океанического, а лишь субокеанического типа.

Окончательное «закрытие» океана произошло, вероятно, в результате предкарадокских (таконских) деформаций. Но и в течение позднего ордовика, силура и раннего девона продолжались движения и магмообразование вдоль ранее заложенных зон Бенъофа, разделявших теперь глыбы с субконтинентальной и континентальной корой. Завершающий орогенез и заключительные покровно-складчатые деформации развивались на протяжении позднего силура — раннего и местами среднего девона, распространяясь от центральной части орогена к его периферии и сопровождаясь региональным метаморфизмом и гранитообразованием. При этом на ряде участков произошла ремобилизация и подъем древнего фундамента, за счет плавления которого и возникли, очевидно, позднекаледонские гранитные плутоны. Однако то обстоятельство, что им предшествовало и сопутствовало образование плутонов основных пород, говорит за то, что высокий тепловой поток привел сначала к плавлению верхов мантии, а затем уже гранитно-метаморфического слоя коры.

За подъемом центральной части орогена почти немедленно следовало рифтообразование, проявившееся в заложении девонских грабенов Шотландии (Оркадская и Каледонская впадины), побережий Норвегии и Гренландии и Западного Шпицбергена. Лишь к началу позднего девона, после свальбардских (акадских) деформаций наступил общий спад тектонической активности и орогенный режим сменился платформенным.

При общей довольно высокой степени синхронности основных фаз тектогенеза и стадий развития во всем Северо-Атлантическом поясе, проявившейся в особенности на орогенном этапе его эволюции, нельзя не обратить внимания на существенные различия в истории и особенно структуре отдельных его сегментов. Эти различия достаточно естественны, если принять во внимание огромную длину пояса (~5000 км от пролива Кэбота до Арктического океана, т. е. не считая южного, апалачского продолжения). В их основе, как и в других подобных случаях, должна была лежать сегментация пояса разломами трансформного типа, которые проявили свою активность и значительно позже, при «раскрытии» современной Северной Атлантики и Северного моря и сохранились в их структуре. Конкретно эти различия выразились, в частности, в более раннем начале геосинклинального процесса на Шпицбергене и в более раннем же его завершении как на Шпицбергене, так и в Гренландии, со сменой геосинклинального режима квази-платформенным, за которым только и последовал каледонский орогенез.

Северная часть Скандинавских каледонид также отличается довольно ранним (середина кембрия) завершением геосинклинальных погружений, что сближает ее со Шпицбергом и Восточной Гренландией. Что же касается остальной части Скандинавских каледонид, а также Британских каледонид, то при общем сходстве последовательности событий их истории наблюдаются значительные различия в структуре. Если Гебридский массив и Лофотены действительно составляли их общий западный форланд — окраину Гренландского, а не Балтийского щита, то Метаморфическая зона Британских каледонид могла являться продолжением каледонид Восточной Гренландии (см. рис. 25), к которым она стоит ближе по возрасту деформаций и направлению перемещения масс и вполне сопоставима по интенсивности и характеру регионального метаморфизма. Тогда аналогом Скандинавских каледонид должна являться в основном северная половина Неметаморфической зоны Британских каледонид — Южно-Шотландская возвышенность и Озерный район Северной Англии, а также, возможно, участок, скрытый под Средин-

ной долиной Шотландии. Но между ними имеются и очень значительные различия — неизмеримо более слабая степень метаморфических изменений и несравненно меньший масштаб покровных перемещений в Британии, а также гораздо более приподнятое положение кристаллического фундамента в Скандинавии, которое возможно и было причиной столь интенсивного покровообразования. Геоантиклиналь Ирландского моря с ее байкальским ядром вообще не находит аналогов в Скандинавии, зато на Ньюфаундленде ее продолжением является «Авалонская платформа», а прогиб Уэльса заканчивается уже в пределах Великобритании. Все это делает практически несомненным существование крупного разлома между Британией и Скандинавией, которым был, вероятно, разлом, лежащий на продолжении линии Тейсейра—Торнквиста и уходящий далее на Фареры и Исландию. Очевидно, не случайно уже в позднем девоне Скандинавия оказалась отделенной от Британии крупной областью погружения, которой в дальнейшем было суждено превратиться в Североморскую синеклизу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

БРИТАНСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ

- Беннисон Дж. М. и Райт А. Е. Геологическое развитие Британских островов. М., «Мир», 1972. 320 с.
- Тектоника Европы. М., «Наука»—«Недра», 1964. 364 с.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968. 255 с.
- Anderson J. G. C., Owen T. R. The structure of the British Isles. L., Pergamon Press., 1968. 162 p.
- Baker J. W. The Proterozoic history of southern Britain. — «Proc. Geol. Ass». 1971, v. 82, p. 249—266.
- Baker J. W. A marginal late Proterozoic ocean basin in the Welsh region. — «Geol. Mag.», 1973, v. 110, p. 447—455.
- British Regional Geology. The Wealden district 4th ed. by R. W. Gallois, L., 1965, 101 p. The South of Scotland 3rd, Edinburgh—L.; Northern England, 4th ed., L., H. M. Stat. off., 1971.
- The British Caledonides. Ed. — M. R. W. Johnson a. F. H. Stewart. Edinburgh, Oliver a. Boyd, 1963. 280 p.
- Bowes D. R. An orogenic interpretation of the Lewisian of Scotland. Int. Geol. Congr. XXIII Sess., Proc. sect. 4, p. 225—236.
- Charlesworth J. K. Historical Geology of Ireland. Edinburgh—L., Oliver a. Boyd, 1963. 565 p.
- Church W. R. a. Gayer R. A. The Ballantrae ophiolites. — «Geol. Mag.», 1973, v. 110, No. 6, p. 497—592.
- Dearnley R. An outline of the Lewisian complex of the Outer Hebrides in relation to that of the Scottish Mainland. — «Quart. J. Geol. Soc. Lond.», v. 118, 1962, p. 143—176.
- Dewey J. F. Evolution of the Appalachian Caledonian orogen. — «Nature», 1969, v. 222, p. 124—129.
- Dunning F. W. Tectonic map of Great Britain and Northern Ireland. Inst. of Geol. Sci., L 1966.
- Dunning F. W. Dating events in the Metamorphic Caledonides: impressions of the symposium held in Edinburgh, September 1971, «Scott. J. Geol.», 1972, v. 8, p. 179—192.
- Evans A. M. Precambrian rocks A. Charnwood Forest. In. «The Geology of the East Midlands.» Leicester Univ. Press., 1968. 400 p.
- Fitton J. G. a. Hughes D. J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1970, v. 8, p. 223—228.
- Garson M. S. a. Plant J. Possible dextral movements on the Great Glen and Minch faults in Scotland. — «Nature Phys. Sci.», 1972, v. 240, p. 31—35.
- Garson M. S. a. Plant J. Alpine type untramafic rocks and episodic mountain building in the Scottish Highlands. — «Nature Phys. Sci.», 1973, v. 242, p. 34—37.
- The Geology of Scotland (ed. G. Y. Craig), Edinburgh—L., Oliver a. Boyd, 1965. 556 p.
- Gunn P. J. Location of the Proto-Atlantic suture in the British Isles. — «Nature», 1973, v. 242, p. 111—112.

- J e a n s P. J. F. Plate tectonic reconstruction of the Southern Caledonides of Great Britain. — «Nature», 1973, v. 245, p. 120—122.
- M o o r b a t h S. Evidence for the age of the deposition of the Torridonian sediments of north-west Scotland. — «Scott. J. Geol.», 1969, v. 5, p. 154—170.
- М y k u r a W., S t o r e t v e d t K. M. Possible large — scale sinistral displacement along the Great Glen fault in Scotland (correspondence). — «Geol. Mag.», 1975, v. 112, No. 1, p. 91—96.
- N o r t h A t l a n t i c G e o l o g y a n d c o n t i n e n t a l d r i f t (ed. M. Kay) Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., 12, 1969. 1082 p.
- P a n k h u r s t R. J. Rb-Sr whole-rock chronology of Caledonian events in Northeast Scotland. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1974, v. 85, p. 345—350.
- P a r k R. G. Observations on Lewisian chronology. «Scott. J. Geol.», 1970, v. 6, p. 379—399.
- P r e c a m b r i a n: a correlation of Precambrian rocks in the British Isles. Geol. Soc. London, Spec. Rep. No. 6, 1975. 136 p.
- T h e P r e c a m b r i a n a n d L o w e r P a l a e o z o i c r o c k s o f W a l e s (ed. A. Wood) Cardiff, 1969. 461 p.
- R a s t N. a. C r i m e s T. P. Caledonian orogenic episodes in the British Isles and north-western France and their tectonic and chronological interpretation. — «Tectonophys», v. 7, No. 4, 1969, p. 277—307.
- S c h w a b F. L. Ancient geosynclinal sedimentation, paleogeography and provinciality: a plate tectonics perspective for British Caledonides and Newfoundland Appalachians. In: Paleogeographic provinces and provinciality. — «Soc. Econ. Paleont. a. Miner. Spec. Publ.», No 21, 1974, 54—74 p.
- S t o r e t v e d t K. M. A possible large-scale sinistral displacement along the Great Glen of Scotland. — «Geol. Mag.» 1974, v. 111, p. 23—30.
- S u t t o n J. a W a t s o n J. Scourian—Laxfordian relationship in the Lewisian of North-West Scotland. — «Spec. Pap. Geol. Ass. Can.», 1969, v. 5, p. 119—128.
- T h o r p e R. S. Possible subduction zone origin for two Precambrian calc-alkaline plutonic complexes from southern Britain. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1972, v. 83, p. 3663—3668.
- W i l s o n J. T. Did the Atlantic close and then re-open. — «Nature», 1966, v. 211, p. 676—681.
- W i n c h e s t e r J. A. Pattern of regional metamorphism suggests a sinistral displacement of 160 km along the Great Glen fault. — «Nature Phys. Sci.», 1973, v. 246, p. 81—83.
- Z i e g l e r A. W. Geosynclinal development of the British Isles during the Silurian period. — «J. Geol.» 1970, v. 78, p. 445—479.

СКАНДИНАВСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ

- Тектоника Европы. М., «Наука»—«Недра», 1964. 346 с.
- Х о л ь т е д а л ь О. Геология Норвегии. М., Изд. ин. лит., 1957—1958, т. 1—2, 424 с.
- A s k l u n d B. Studies in the thrust region of the southern part of the Swedish Mountain chain. Guide to the excursions A24 a. C 19. XXI Int. Geol. Congr., Norden, 1960.
- G a l e G. H. a. R o b e r t s D. Paleogeographical implications of greenstone petrochemistry in the Southern Norwegian Caledonides. — «Nature Phys. Sci.», 1972, v. 238, p. 60—61.
- G e e D. G. A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. — «Amer. J. Sci.», 1975, v. 275-A, p. 468—515.
- H o l t e d a h l O. Geology of Norway. — «Norges Geol. Unders.», 1960, v. 208. 540 p.
- K v a l e A. The nappe area of the Caledonides in western Norway. Guide to excursions A7 a. C4. XXI Int. Geol. Congr., Norden, 1960. 43 p.
- N i c h o l s o n R. a. R u t l a n d R. W. R. A section across the Norwegian Caledonides — Bode to Sulitjelma. — «Norges Geol. Unders.», 1969, v. 260, p. 5—86.
- P r i n g l e J. R. a. S h o r t B. A. The age of the peak of the Caledonian orogeny in West Finnmark, North Norway. — «Norsk Geol. Tidsskr.», 1970, v. 49, p. 435—443.
- P r o s t A. Aperçu synthétique sur les Calédonides scandinaves. — «Sci. Terre», 1972, v. 17, No. 3, p. 219—233.
- R a m b e r g H. The Scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models. «Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull.» 1966, v. 43, 72 p.
- R a m s a y D. M. Possible extension of a stillborn marginal ocean in the Caledonian orogenic belt of North-West Norway. — «Nature Phys. Sci.», 1973, v. 245, p. 107—109.
- R o b i n s B. a. G a r d n e r P. M. The magmatic evolution of the Soiland province, and Caledonian plate boundaries in Northern Norway. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1975, v. 26, p. 167—178.
- R u t l a n d R. W. R. a. N i c h o l s o n R. Tectonics of the Caledonides in part of Nordland, Norway. — «Geol. Soc. Lond. Quart. Journ.» 1965, v. 212, p. 73—109.
- S t o r m e r L. Some aspects of the Caledonian geosyncline and foreland West of the Baltic shield. — «Geol. Soc. Lond. Quart. Journ.», 1967, v. 123, p. 183—214.
- S t r a n d T. a. K u l l i n g O. Scandinavian Caledonides. L., J. Wiley-Interscience, 1972. 302 p.

Sturt B. A., Pringle J. R., Roberts D. Caledonian nappe sequence of Finnmark, Northern Norway, and timing of orogenic deformation and metamorphism. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1975, v. 86, p. 710—718.

Talwani M. a. Eldholm O. Continental margin off Norway: a geophysical study. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1972, v. 83, p. 3575—3606.

Taylor P. N. An Early Precambrian age for migmatitic gneisses from Vikan i Bø, Vesterålen, North Norway. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1975, v. 27, p. 35—43.

КАЛЕДОНИДЫ ШПИЦБЕРГЕНА

Бархатов Б. П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген. — «Вестн. Ленингр. ун-та, сер. геол., геогр.», 1970, № 6, вып. 1, с. 157—159.

Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя Шпицбергена. — «Труды НИИГА», т. 172. 1973. 121 с.

Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. Тектоника острова Медвежий. — «Геотектоника», 1974, № 4, с. 39—51.

Лившиц Ю. Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Л., «Недра», 1973. 158 с.

Раабен М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М., «Наука», 1975. 246 с.

Birkepmajer K. Alpine fold belt of Spitsbergen. 24th IGC, 1972, Proc. sect. 3, p. 282—292.

Gayer R. A., Gee D. G., Harland W. B. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. S. K. R. Norsk Polarinst, 1966, No. 137, Oslo. 39 p.

Harland W. B. An outline structural history of Spitsbergen. In.: «The Geology of the Arctic.», v. 1, Univ. Toronto Press, 1961, p. 68—132.

Harland W. B. a. Gayer R. A. The Arctic Caledonides and earlier oceans. — «Geol. Mag.», 1972, v. 109, No 4, p. 289—314.

Lowell J. D. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1972, v. 83, p. 3091—3102.

Глава IV

ПАЛЕЗОИДЫ ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Значительная часть Европы к юго-западу от древней Восточно-Европейской платформы и ее эпибайкальского обрамления (Среднеевропейской плиты) и к северу от альпийского складчатого пояса подстилается складчатым основанием преимущественно палеозойского возраста (частично более древним, но переработанным в палеозое). Это основание выступает на поверхность в невысоких горных массивах, возникших в эпоху новейшей тектонической активизации, причем вследствие несовпадения структурных планов очертания большинства этих массивов резко несогласны по отношению к внутренней структуре слагающих их толщ. Очень характерным примером является массив Гарца, вытянутый в северо-западном — юго-восточном, так называемом «герцинском» направлении, в то время как слагающие его породы среднего палеозоя имеют юго-западное — северо-восточное простирание.

Геосинклинальные толщи, слагающие палеозойды Западной и Средней Европы, принадлежат тому же Средиземноморскому геосинклинальному поясу, который в более позднее время породил систему альпийских складчатых сооружений Южной Европы. Этот пояс обладает общим субширотным простиранием, резко несогласным по отношению к простиранию Северо-Атлантического пояса, включающего Британские и Скандинавские каледониды. На юге Ирландии и юго-западе Англии происходит срезание затухающих к югу каледонских Северо-Атлантических структур юго-западного простирания субширотными герцинскими структурами северной окраины Средиземноморского пояса. Переработка каледонид герцинидами хорошо видна на примере Южно-Уэльского каменноугольного бассейна.

Палеозоида Западной и Средней Европы представлены в основном герцинидами, слагающими, кроме юго-запада Британских островов, почти всю территорию Франции, кроме Альп и Пиренеев, южную Бельгию, значительные части ФРГ и ГДР, Чехию и Моравию, юго-западную Польшу и Иберийскую Месету на одноименном полуострове. В противоположность этому каледониды в составе Средиземноморского пояса пользуются, по всей видимости, лишь очень ограниченным развитием. В его северной периферической части они обнажены на поверхности лишь в Брабантском массиве Бельгии и вскрыты бурением в Юго-Восточной Англии. Что происходит с каледонидами к востоку от Рейна, с достоверностью неизвестно, и они вряд ли непосредственно протягиваются на восток за «линию Эльбы», хотя некоторые исследователи (см. гл. V) и отводят каледонидам существенное место в строении ГДР (ее северной части) и Польши. Лишь небольшая часть каледонид, в основном в Арденнах, поглощена и переработана герцинидами, в то время как северная ветвь альпид, включающая Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы и Большой Кавказ, целиком возникла в пределах герцинской геосинклинальной складчатой области. Мы рассмотрим в данной главе также герциниды Северо-Западной Африки — Марокканской Месеты и смежных районов Магриба, выступающие на юго-западной окраине Средиземноморского пояса.

1. АНГЛО-БРАБАНТСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ

Брабантский массив Бельгии представляет собой в современном рельефе низкое плато, сложенное с поверхности верхнемеловым и кайнозойским осадочным чехлом, очень полого наклоненным к северу и прорезанным долинами левых притоков р. Шельды, вдоль которых обнажаются терригенные, песчано-сланцевые отложения кембро-силура; низы этой толщи, вероятно, имеют уже позднедокембрийский возраст. Эти отложения смяты в мелкие изоклиналильные складки широтного простирания и южной вергентности и испытали слабый региональный метаморфизм. К северу, в направлении платформенного Кампинского бассейна и к югу, в сторону Намюрского синклинория — герцинского передового прогиба кембро-силур уходит под резко несогласно залегающий средний девон, перекрываемый более молодыми отложениями девона и карбона (рис. 28). Весь девон здесь континентальный красноцветный (фация Олд Ред) и обладает небольшой мощностью (~500 м). К югу от герцинского передового прогиба, в Арденнах каледонский складчатый комплекс выступает на поверхность в ядрах Арденнского и Живоннского антиклинорийев. Наиболее крупными из них являются ядра (массивы) Рокруа и Стаvlo — Хохен-Венн¹. В этих ядрах обнажен примерно тот же комплекс отложений, что и в Брабантском массиве; фаунистически охарактеризованы здесь лишь граптолитовые сланцы тремадока. Но резко несогласно залегающий герцинский комплекс начинается в Арденнах уже не континентальными отложениями среднего девона, а морскими нижнего — песчано-глинистыми (жедди); интересно, что базальные отложения девона менее грубые (аркозы, глинистые сланцы), чем верхняя часть нижнего девона, которая сложена континентальными красноцветами, включающими конгломераты. Вергентность каледонского комплекса в общем согласуется с вергентностью герцинского, но деформации отличаются заметно большей интенсивностью, с развитием изоклиналильных складок и чешуйчатых надвигов. Между каледонским и герцинским комплексами наблюдается не только угловое, но и азимутальное несогласие — кембро-силур имеет более широтное простирание, чем участвующий в герцинской складчатости девон.

¹ Название Стаvlo относится к бельгийской части массива, Хохен-Венн — к западно-германской.

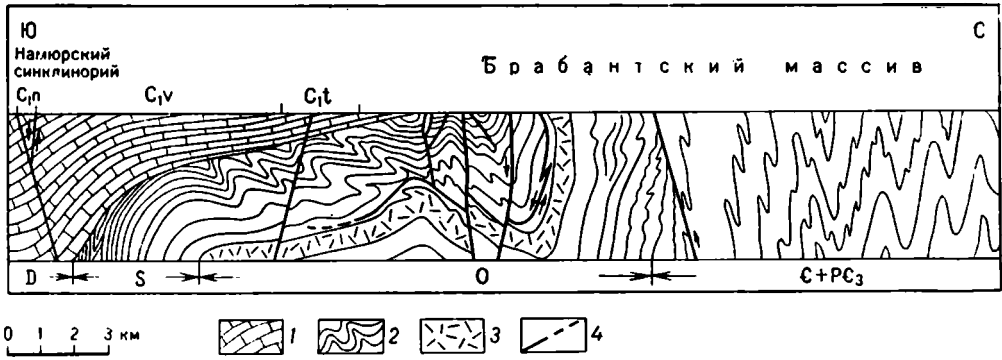


РИС. 28. Геологический профиль через Брабантский массив (по Р. Леграну).

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — вулканы; 4 — разломы

По другую сторону пролива Па-де-Кале, в Юго-Восточной Англии, в частности в районе Лондона, буровые скважины вскрывают интенсивно деформированный ордовик и силур того же типа, что и в Брабантском массиве, и залегающий, очевидно, на продолжении последнего. Но от каледонид Уэльса этот каледонский комплекс отделяется выступом докембрийского фундамента. В молодой структуре и рельефе каледониды Юго-Восточной Англии выражены аналогично каледонидам Брабанта—Лондонским плато («платформой», правильнее сводом) с тонким осадочным чехлом. Для Брабанта работами В. П. Ван Леквийка показано, что формирование поднятия произошло лишь в позднем палеозое, после вестфала; вероятно, то же справедливо и для Лондонского свода.

В целом Англо-Брабантские каледониды имеют достаточно выдержанную характеристику, представляя интенсивно деформированную в конце силура — начале девона зону миогеосинклинальных терригенных отложений кембросилурийского (и верхнерифейско-вендского?) возраста, слабо метаморфизованных, лишенных сколько-нибудь значительных проявлений интрузивного магматизма (имеются лишь дайки диабазов и кварцевых порфиров), несогласно перекрытых красноцветным лагунно-континентальным девонем. Однако продолжение этой зоны к востоку от Рейна непосредственно не может быть прослежено из-за мощного покрова более молодых платформенных отложений — на правобережье Рейна наиболее глубокие скважины не вышли из известняков динанта, а к востоку от Эльбы — наюра (Районирование северной части... 1974). Правда, по сообщению Р. Тайхмюллера (Teichmüller, 1954), в районе Оснабрюка в верхнем карбоне была найдена галька деформированного силурийского сланца, а в районе Бентхейма — нижнепалеозойского сланца в красном ложе (P_1). Однако только очень далеко на востоке, в Свентокшиских горах Южной Польши и на их продолжении в скважинах Львовской области, мы снова находим интенсивно дислоцированный и мощный кембросилур, несогласно перекрытый красноцветным молассоидным девонем. При этом особенностью Свентокшиских гор, точнее их юго-западной, Келецкой зоны является то, что здесь основной геосинклинальный (миогеосинклинальный) комплекс, достигающий мощности в несколько тысяч метров и представляющий флишоидную терригенную формацию, по возрасту относится к венду — кембрию и интенсивно дислоцирован перед ордовиком, в сандомирскую фазу Я. Черноцкого. Ордовик и силур здесь уже не столь мощные; они сохраняют в основном терригенный состав (глинистые сланцы, граувакки), вмещают пластовые тела диабазов и, в свою очередь, несогласно перекрываются красноцветным девонем, начинающимся с верхнеэмского подъяруса, т. е. самых верхов нижнего девона.

К югу от Львова полоса развития каледонского складчатого комплекса скрывается под альпийскими надвигами Карпат и молассами Предкарпатского прогиба. На юго-восточном продолжении этой полосы, в палеозойской складчатой зоне Северной Добруджи нижний девон залегает согласно с силуром (тиверская серия), но в основании среднего девона наблюдается несогласие и развиты красноцветы. Это позволяет заключить, что позднекаледонские движения в той или иной форме и степени проявились по всей юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы.

В северо-восточной, Лысагурской зоне Свентокшиских гор оба несогласия, как предордовикское, так и раннедевонское, затухают, и, в частности, силур и девон связаны постепенным переходом. Отголоском восходящих движений в смежной Келецкой зоне служит накопление здесь мощной (до 2 км) обломочной граувакковой толщи в позднем силуре и несколько меньшей — в раннем девоне. Средний и верхний девон как в этой зоне, так и в Келецкой представлены карбонатной формацией вполне платформенного типа; выше следует терригенная формация нижнего карбона и угленосная намюра (паралическая) — вестфала (лимническая); последняя развита уже к северу от Свентокшиских гор, на прилегающей равнине. Все эти образования были смяты в линейные складки до отложения цехштейна, т. е. до поздней перми. Складчатость, как показали бурение и сейсморазведка, продолжается в пределы Львовской области. Поскольку весь разрез Лысагурской зоны носит в общем платформенный характер (обломочные толщи здесь явно аллохтонные), то эту складчатость можно рассматривать как краевую складчатость платформенного чехла, а саму зону и ее северную периферию считать деформированной зоной перикратонного опускания. Этот вывод может быть распространен и на герцинский комплекс Келецкой зоны.

Таковы имеющиеся в настоящее время сведения о распространении зоны каледонской складчатости по северной периферии Средиземноморского пояса в пределах Европы. Остается неясным отношение к этой зоне каледонских дислокаций Поморья и о-ва Рюген (см. гл. V). Кроме того, проявления каледонских движений отмечены в ряде районов в пределах герцинской и альпийской Европы, но кроме Арденн они нигде не создали самостоятельного структурного комплекса, поэтому речь о них пойдет ниже.

2. ГЕРЦИНИДЫ ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ — ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

В отличие от каледонид герцинидам принадлежит очень большая роль в строении Европы. В их внутренней структуре можно выделить прежде всего четыре крупные зоны (рис. 29): 1) Среднеевропейскую герцинскую складчатую систему, простирающуюся от южной части Британских островов через Северную Францию, Южную Бельгию, ФРГ, ГДР и Чехословакию до Юго-Западной Польши; 2) зону Центральных поднятий, включающую Армориканский массив (южную часть), Центральный Французский массив, Вогезы, Шварцвальд, Богемский массив и их погребенные продолжения; 3) Южно-Европейскую герцинскую складчатую систему, охватывающую герциниды Иберийского полуострова, Пиренеев, юга Центрального массива, Силезии и Моравии; она должна была включать также переработанные герциниды северной части современного альпийского пояса; 4) Северо-Африканскую герцинскую складчатую систему Магриба. Считается возможным, что Южно-Европейская система была первоначально связана со Среднеевропейской через современный Бискайский залив; по другую сторону зоны Центральных поднятий подобная связь,

вероятно, осуществлялась через Силезию и Моравию. В свою очередь, герциниды Магриба могли представлять продолжение герцинид Иберийского полуострова, позже отделенное от последних сначала в связи с образованием Бетско-Рифско-Телльской альпийской геосинклинальной системы, а затем рифтовой впадины моря Альборан. Как бы то ни было, в настоящее время все эти три системы пространственно разобщены и к тому же частично переработаны (Южно-Европейская и Северо-Африканская системы) альпидами, и поэтому должны быть рассмотрены отдельно.

Среднеевропейская герцинская складчатая система наиболее полно развита и наилучше обнажена на территории ФРГ и ГДР, где и было разработано первоначально Ф. Коссमतом в 1927 г. ее зональное расчленение, с небольшими изменениями и дополнениями сохранившее свое значение до наших дней. Эта эталонная область — тектонотип герцинид вообще; в немецкой, австрийской и чехословацкой, а отчасти и в советской литературе их предпочитают именовать варисцидами. Фактически термины герцинская и варисская¹ складчатости превратились в синонимы, причем вопрос об их приоритете очень запутан и осложняется еще тем, что в немецкой литературе термин герцинский, а во французской — варисский используется в ином значении. Герцинским (от гор Гарца) Л. фон Бух еще в 1825 г. назвал западно-северо-западное простирание тектонических структур в Германии, в противоположность рейнскому, долготному. М. Бертран, который выделил в 1884 г. герцинскую складчатость в качестве одной из основных планетарных складчатостей, использовал это название уже в другом смысле, и за ним последовали практически все французские, англо-американские и большинство русских геологов. Э. Зюсс чуть позже подразделил герцинские сооружения Европы на армориканскую (Armorica — римское название Бретани) и варисскую (Sur Variscorum — римское название города Гоф в Баварии) дуги — первая западно-северо-западного простирания, вторая — восточно-северо-восточного. Во французской литературе термин варисский продолжает использоваться именно в этом смысле, в то время как в немецкой термин герцинский сохраняет значение, первоначально приданное ему Л. фон Бухом.

Итак, в пределах варисской, т. е. восточной ветви Среднеевропейских герцинид (Ренид, по Г. Штилле), выделяются следующие четыре зоны.

1. Зона передовых прогибов, иначе именуемая еще Субварисской (Г. Штилле), наиболее типично представлена в ФРГ Рурским и в Бельгии Намюрским каменноугольными бассейнами (рис. 30). Оба бассейна подстилаются шельфовыми, платформенного типа известняками динанта, на которых согласно залегает мощная, до 5,5 км, паралическая угленосная моласса силезия². Рурский бассейн, находящийся на правом берегу Рейна, значительно шире своего Намюрского продолжения по другую сторону Рейна. Это объясняется двумя причинами: во-первых, погружением к востоку Брабантского массива, первоначально представлявшего платформенное крыло передового прогиба и возникшего, как отмечалось, лишь после карбона и, во-вторых, развитием, начиная от Аахена и далее к западу, крупного надвига по южному ограничению прогиба, приводящего к частичному перекрытию южного крыла последнего. В течение силезия ось Рурского бассейна закономерно смещалась к северу, как это типично для передовых прогибов. Строение бассейна также вполне типично для подобных структур — интенсивная линейная складчатость южного крыла, осложненная многочисленными надвигами северной вергентности, постепенно затухает к северу, замещаясь сначала узкими гребневидными антиклиналями, нарушенными осевыми взбросо-надвигами и разделенными широкими синклиналями, а затем

¹ В нашей литературе чаще пишут варисский, следуя немецкому прилагательному «variszisch», но латинский корень происходит от названия племени варисков.

² Силезия в ФРГ и ГДР называется весь разрез карбона, лежащий выше динанта, т. е. намюр + средний + верхний карбон.

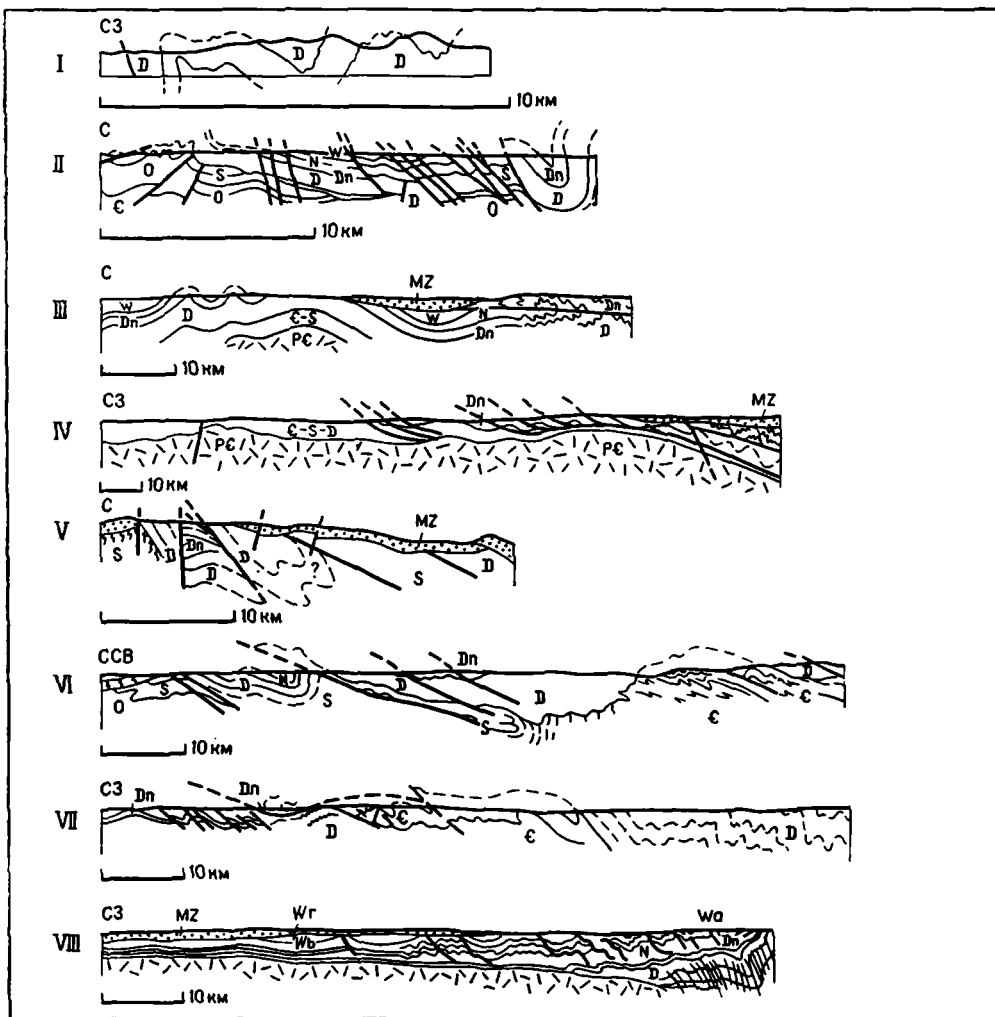
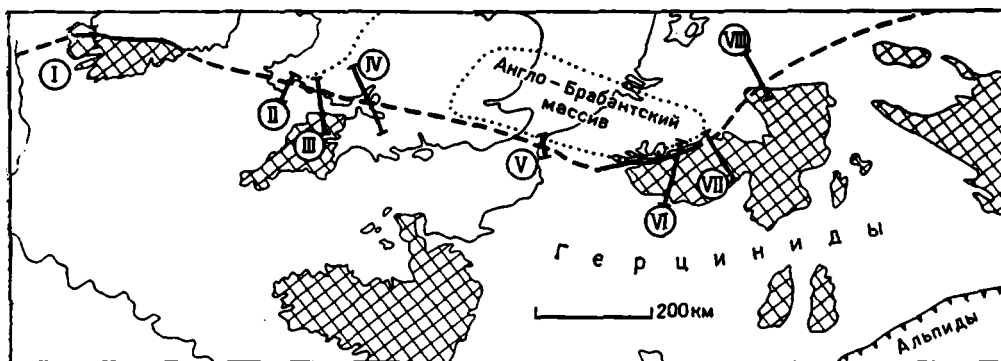


РИС. 30. Профили через северный фронт герцинид и зону передовых прогибов в пределах Западной Европы и схема их размещения (по Ф. В. Данингу).

I — Килларней, по Уэлшу, 1969; II — Тенби, по Данингу, 1964; III — Гауэр-Эксмор, по Бруксу и Томпсону, 1973; IV — Мендипские холмы, по Данингу, 1966; V — Булонне, по Бонту, 1973; VI — Намюр, по Ватерло, 1945; VII — Те, по Фурмарье, 1954; VIII — Рур, по Тайхмюллеру, 1956. Выходы герцинского комплекса на поверхность на схеме заштрихованы. Дп — динант, N — намюр, W — вестфал

практически моноклинальным залеганием слоев, с постепенным подъемом их к северу.

Более узкий Намюрский синклиниорий состоит из двух-трех резко скошенных к северу складок, на юге перекрытых надвигом, известным на западе под названием Южного надвига, или Кондрозского шарьяжа, а на востоке Эйфельского надвига. Далее к западу Намюрский синклиниорий переходит на французскую территорию, достигая пролива Па-де-Кале и перекрываясь затем молодым платформенным чехлом Гемпширского бассейна Южной Англии. В северном ограничении герцинской складчатой зоны Юго-Западной Англии и Южной Ирландии типичный передовой прогиб отсутствует; к этой категории приближается лишь неглубокий Южно-Уэльский каменноугольный бассейн, а также аналогичная впадина, выполненная намюром в Южной Ирландии. Герцинские дислокации района Мендипских холмов к востоку от эстуария р. Северн следует, видимо, рассматривать как смятый осадочный чехол по периферии герцинской складчатой зоны. Разрез здесь уже скорее платформенный, чем геосинклинальный, — древний красный песчаник, дианантские известняки, намюрские песчано-глинистые осадки, вестфальская угленосная толща, смятые в астурийскую фазу. Возраст складчатости везде послевестфальский или даже послестефанский; обычно ее относят либо к астурийской (между средним и поздним карбоном или вестфалом и стефаном), либо к заальской, т. е. раннепермской фазе (между ранней и средней пермью по западноевропейской трехчленной классификации).

На восток от Рурского бассейна силезий вскрыт отдельными скважинами в восточной части ФРГ, в ГДР, Польше и на западе УССР. Намюр представлен во всей этой полосе паралическими угленосно-терригенными осадками, вестфал—лимническими, суммарно довольно значительной мощности, до 2—3 км, но залегание слоев достаточно спокойное и к югу от прогиба, выполненного карбоном, восточнее Одера (Одры), вдоль среднего течения которого проходит крупный разлом, параллельный линии Тейсейра—Торнквиста, нет типичной геосинклинальной складчатой системы. Поэтому выделение выполненного силезием прогиба в качестве передового возможно, и то условно, лишь к западу от Одера; восточнее этот прогиб был сопряжен с областью позднегерцинской активизации к северо-востоку от настоящих герцинид.

2. Реногерцинская зона — наиболее северная из структурно-формационных зон собственно Среднеевропейских герцинид. Она типично выражена в Арденнах, Рейнских Сланцевых горах и Гарце. Основной геосинклинальный комплекс включает отложения девона и нижнего карбона (динанта), которые резко несогласно подстилаются, по крайней мере в Арденнах, каледонским комплексом. Девону отвечает мощнейшая (более 10 км в Рейнских Сланцевых горах) аспидная формация; нижнему карбону — формация так называемого кульма, которую в данной зоне обычно сопоставляют с флишем. Как та, так и другая формация сложена в основном глинистыми сланцами и граувакками; первые преобладают в девоне, вторые в кульме. В северной части зоны, а также на геоантиклинальных поднятиях (Зигерланд), которые наметились уже в период осадконакопления, терригенные образования замещаются более мелководными и менее мощными известняками. В верхах нижнего девона Рейнских Сланцевых гор и Гарца известны проявления кислого — среднего вулканизма (кератофиры и др.), в среднем девоне — диабазы, спилиты, витрокластические туфы (шалыштейны), в нижнем карбоне (кульме) — дайки и покровы диабазов. С этим вулканизмом связывают образование колчеданных месторождений (Раммельсберг в Гарце и др.) и залежей гематита (мульды Лан и Дилль). Покровы диабазов в Гессенском синклиниории моложе складчатости, что доказывает ее предкарбонный — бретонский возраст. Однако кульм в целом участвует в деформациях, что свидетельствует уже о судетской (преднамюрской) складчатости.

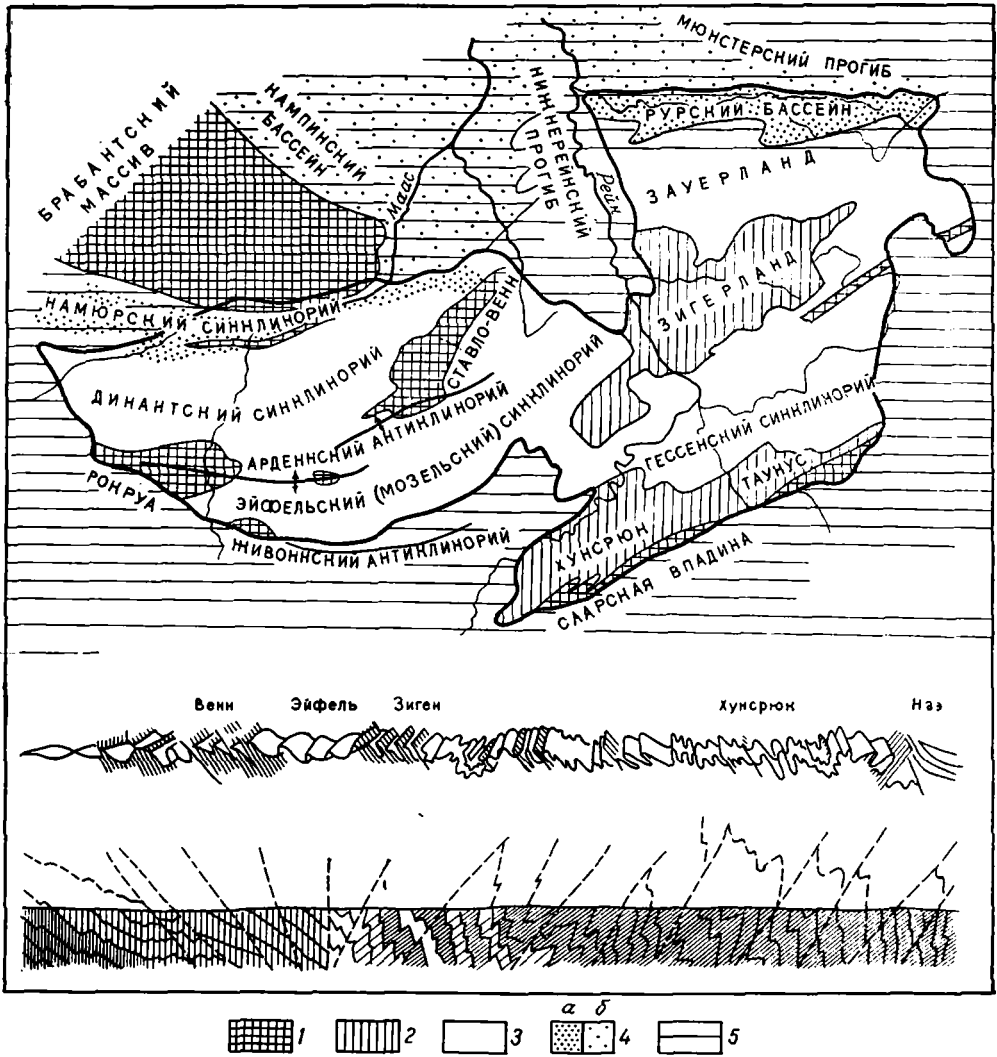


РИС. 31. Структурная схема Арденн и Рейнских Сланцевых гор (по С. Бубнову) и профили обобщенный Рейнских Сланцевых гор (по Г. Кнетчу) и детальный через Центральный участок пересечения вдоль р. Рейна (по Р. Хёппенеру).

1 — каледонский комплекс и его аналоги; 2 — нижний и средний девон; 3 — верхний девон — нижний карбон; 4 — силезия: а — на поверхности, б — под чехлом; 5 — послепалеозойский чехол

а в наиболее северной полосе, в Динантском синклиории складчатость оказывается еще моложе — послевестфальской (астурийской). Гранитные плутоны известны только в Гарце (Брокен, Рамберг), не считая небольшого тоналитового массива в Хохен-Венне. Плутоны Гарца являются отчетливо послескладчатыми. Метаморфизм заметно проявляется лишь в южной части Реногерцинской зоны, где глинистые сланцы переходят в филлиты и даже (Гарц) зеленые сланцы.

В структурном отношении Реногерцинская зона характеризуется мелкой острой, нередко изоклиальной складчатостью, осложненной кливажем, параллельным осевым плоскостям складок. Последние группируются в антиклиории и синклиории, расположение которых в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах показано на рис. 31. Общая вергентность направлена к се-

веру, но на отдельных участках — северное крыло Гессенского (Мозельского) синклинория, южное крыло всего сооружения — появляется южная вергентность, вероятно вторичная. Надвиги в Рейнских Сланцевых горах не составляют редкости, но амплитуда перемещения по ним невелика и они нигде не переходят в шарьяжи. В Арденнах крупным надвигом, переходящим в шарьяж, является Кондрозский (Южный, Эйфельский) надвиг, но его амплитуда остается спорной; ее оценка зависит от трактовки так называемого окна Тё. Наиболее сложной является структура Гарца (рис. 32); в свое время Ф. Коссмат выдвинул представление о ее покровном характере, которое затем было отвергнуто В. Шрилем и вновь восстановлено, хотя и в более ограниченной форме, В. Шваном.

В западном направлении Реногерцинская зона уходит под мезо-кайнозойский осадочный чехол северной части Парижского бассейна. Ее породы здесь вскрыты рядом глубоких скважин, но любопытно, что это в основном относительно древние образования — аналоги среднего кембрия каледонского массива Рокруа в Арденнах, нижний девон, и только в одной скважине обнаружены предположительно верхнедевонские известняки (Liephardt, 1961). Севернее Гавра продолжение Реногерцинской зоны должно пересекать Ла-Манш и проходить под его наложенным мел-кайнозойским прогибом в направлении Южного Девоншира и п-ова Корнуолл в Юго-Западной Англии и далее в Юго-Западной Ирландии, где герцинский складчатый геосинклиналиный комплекс вновь выступает на поверхность, сохраняя близширотное простирание. Подобно основной части Реногерцинской зоны этот комплекс состоит и здесь из отложений девона и нижнего карбона — кульма. Наряду с аспидными сланцами в девоне развиты гравелиты, песчаники, известняки, спилиты, туфы. В северном направлении роль гравелитов возрастает, в них содержатся лишь растительные остатки, пелиты приобретают пеструю окраску — это влияние близости размываемой каледонской суши Уэльса. В составе кульма преобладают глинистые породы, имеются прослой граувакк, гравелитов, песчаных известняков, силицитов, а также тонкие пропластки нечистого углистого вещества, что считается особенно характерным для «фации» кульма. В разрезе присутствуют спилиты и туфы.

Верхняя часть кульма в Девоншире содержит фаунистические остатки намюрского и даже нижневестфальского возраста. Следовательно, складчатость здесь не может быть древнее астурийской. Однако более детальный структурный анализ и радиометрические данные показывают, что деформации были полифазными. Фазе F_1 приписывается бретонский или даже акадский возраст; считается, что в эту фазу возникли опрокинутые и изоклинальные складки северо-восточного простирания. Следующая фаза — судетская — создала деформации уже широтного простирания; третьей фазой была астурийская.

Стиль структуры англо-ирландского отрезка Реногерцинской зоны в общем близок к наблюдаемому в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах. В целом здесь вырисовывается синклинорий (Девонширский), крылья которого сложены девонем, а осевая часть выполнена кульмом. На севере герцинская складчатая зона ограничена здесь, как и во Франции и Бельгии, крупным надвигом; другой надвиг того же северного направления, проходящий вдоль побережья Ла-Манша, ограничивает ее с юга. В южное крыло Девонширского синклинория внедрена группа гранитных плутонов; по геофизическим данным они представляют выступы кровли крупного послескладчатого батолита — Корнубийского или Юго-Западного, который продолжается еще на значительное расстояние к западу-юго-западу по дну океана. Гранитные плутоны Корнуолла сопровождаются широкими зонами контактово измененных пород; с ними было связано значительное оловянное оруденение; ныне эти руды уже полностью отработаны.

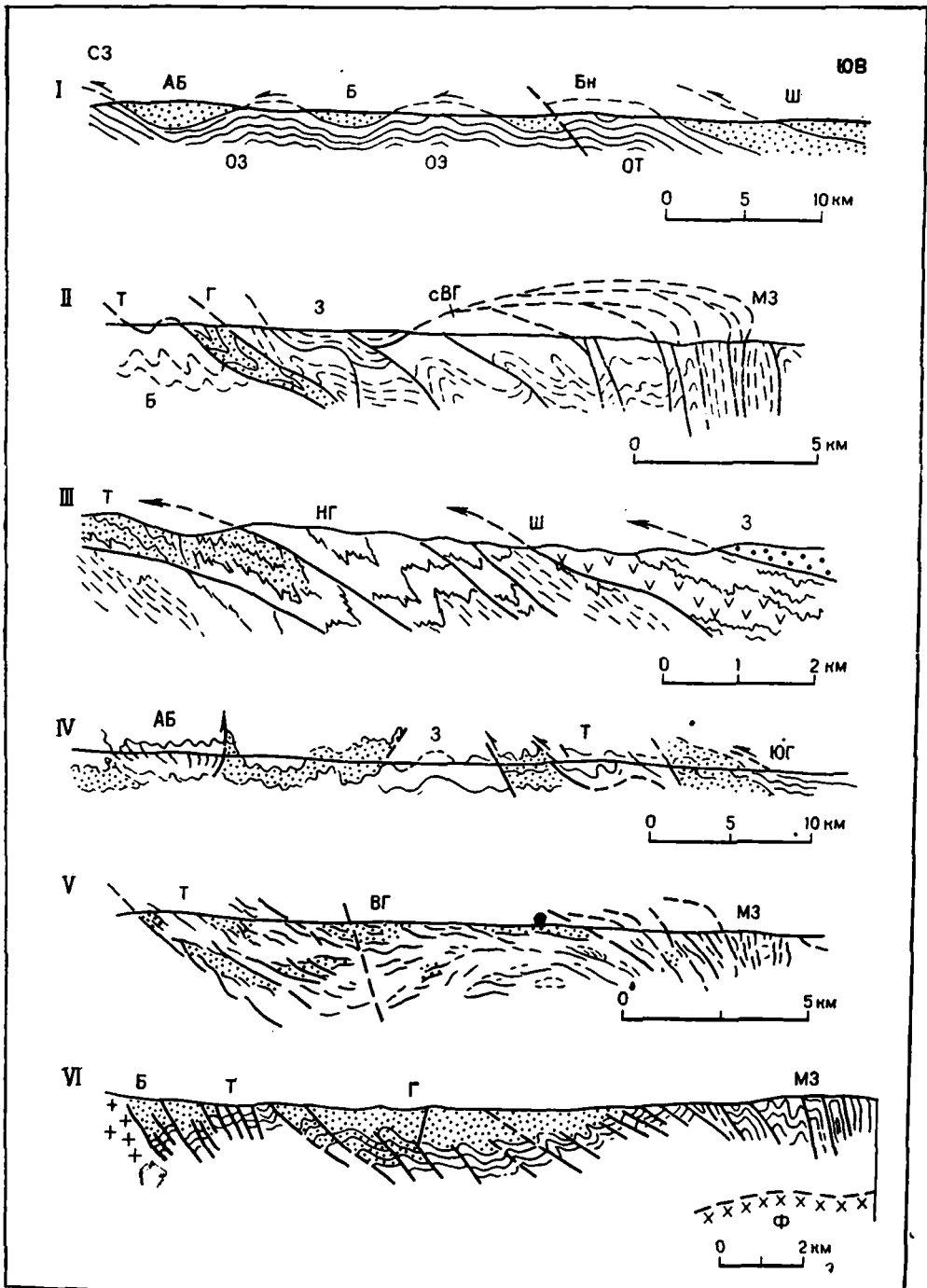


РИС. 32. Профили Гарца в различных интерпретациях (по Х. Лютценсу).

I — альпийская покровная структура (Космат, 1927); II — покровы в Нижнем Гарце (Дальгрюн, 1933); III — крупночешуйчатая структура (Шриль, 1933); IV — структурное деление в зависимости от распределения фаций (Шван, 1960); V — покровная структура в Восточном Гарце (Рейхштейн, 1965); VI — структура Гарца (Х. Лютценс, 1973).
 АБ — полоса Акер-Брухберг; В — Бланкенбургский покров (зона); Бн — Бенекенштейнский покров; Ш — покров (комплекс) Штигер; Т — покров (комплекс) Тайнер; Г — покров (зона) Гаргерде; З — мулда Зельке (покров Штигер); сВГ — силурийское седло Восточного Гарца; МЗ — метаморфическая зона; НГ — комплекс Нижнего Гарца; ЮГ — мулда Южного Гарца; ВГ — покров Верхнего Гарца; Ц — комплекс Цюрге; Э — комплекс Эльбингерде; Ф — кристаллический фундамент; ОЗ — тектоническое окно Зельке; ОЭ — окно Эльбингерде; ОТ — окно Тайнер

Обращаясь к вопросу о восточном продолжении Реногерцинской зоны по другую сторону Эльбы, приходится отметить, что он столь же неясен, как и вопрос о зоне передовых прогибов. В некоторых ранних синтетах Среднеевропейских герцинид принималось, что крайним восточным звеном Реногерцинской зоны являются Свентокшиские горы, и в частности их Лысагурская зона, действительно лежащие на простирации этой зоны. Однако в настоящее время достаточно очевидно, что разрез девона и карбона Лысагурской зоны и Свентокшиских гор, вообще, а также Краковского поднятия носит платформенный характер и, следовательно, в восточном направлении по простирацию вырождаются и внешняя зона Среднеевропейских герцинид и сопровождающий ее передовой прогиб. Больше оснований имеет предположение, высказанное Г. Штилле о продолжении Реногерцинской зоны в Моравосилезскую зону, окаймляющую с юго-востока складчатое сооружение Судет и Богемский массив и имеющую уже совершенно иное — юго-западное — северо-восточное простираение¹. Здесь на додевонских филлитах залегает мощный девон, частично карбонатный, и особенно значительной мощностью обладает типично выраженный кульм. Общая мощность герцинского комплекса достигает 5—8 км. Зона сопряжения с Богемским массивом и Судетами построена чрезвычайно сложно; ее строение по существу еще не расшифровано сколько-нибудь удовлетворительно. Видимо, здесь имеются пологие надвиги и даже покровы, направленные на массив.

К востоку от Моравосилезской зоны находится Верхнесилезский каменноугольный бассейн, который следует рассматривать скорее как передовой, чем как межгорный прогиб. Учитывая, что Моравосилезская зона является, если не продолжением, то аналогом Реногерцинской зоны, и что бассейн этот наложен на устойчивую докембрийскую, скорее всего раннедокембрийскую (эпикарельскую), глыбу — осколок древней Восточно-Европейской платформы, этот бассейн логичнее всего относить именно к категории передовых. Верхнесилезский бассейн выполнен паралической угленосной формацией намюра и лимнической — вестфала, смятыми в пологие складки; интенсивность деформаций возрастает к границе Моравосилезской зоны (рис. 33). Южная окраина бассейна перекрыта шарьяжами Карпат и наложенной на них неогеновой молассой. С востока, в районе Кракова бассейн обрамляется некрутыми складками карбонатной формации девона — нижнего карбона, общая мощность которой составляет около 2 км.

Таким образом, Реногерцинская зона имеет наиболее полное развитие в бассейне Рейна, где ее ширина достигает 170 км, на запад она прослеживается с широтным, а затем западно-северо-западным простираением и уменьшающейся шириной до юго-западной Ирландии, а на восток восточно-северо-восточным простираением до Эльбы, а далее частично вырождается в платформенные Свентокшиские и Краковские дислокации, частично же поворачивает на юго-запад, переходя в Моравосилезскую зону юго-восточного обрамления Богемского массива.

3. Среднегерманская кристаллическая зона представляет собой узкую зону длительных поднятий, разделяющую внешнюю, Реногерцинскую, и внутреннюю, Саксотюрингскую, зоны Ренид. Она не выделялась в первоначальной схеме Ф. Космата и была установлена Р. Бринкманном в 1948 г. Среднегерманской кристаллической зоне отвечает прерывистая полоса выходов глубоко метаморфизованных пород, гнейсов и гранитов, имеющих в основном докембрийский возраст и встречающихся в виде гальки в нижнем карбоне южных районов Гарца и Рейнских Слан-

¹ Соединительное звено между этими зонами вдоль северо-восточного фронта Судет сильно редуцировано, так как срезано разломом «линии Одры» (Dvořák, 1973).

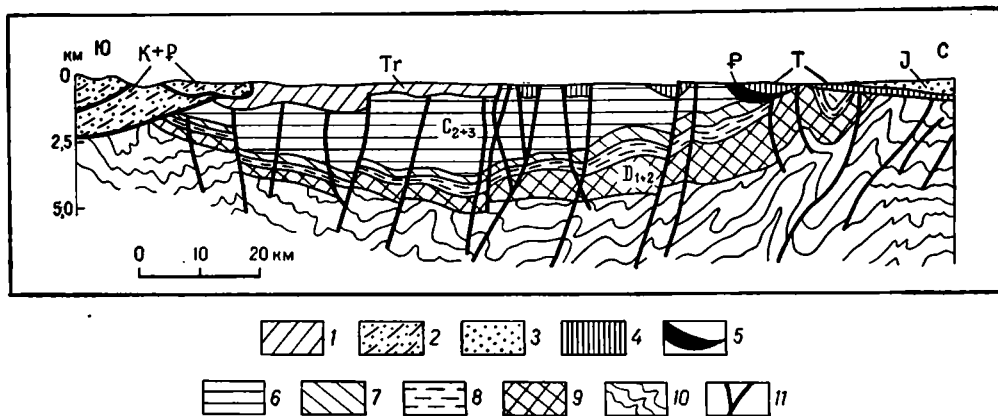


РИС. 33. Меридиональный профиль через центральную часть Верхне-Силезского бассейна (по «Геологическому атласу Польши», из работы А. Е. Шлезингера).

1 — третичные образования Предкарпатского прогиба; 2 — палеоген и мел Карпат; 3 — «юра»; 4 — триас; 5 — пермь; 6 — верхний — средний карбон; 7 — нижний карбон; 8 — верхний девон; 9 — средний и нижний девон; 10 — додевонские образования; 11 — разрывные нарушения

цевых гор. К этой полосе относятся небольшие массивы Оденвальда и Шпесарта на правом берегу Рейна, к югу и юго-востоку от Франкфурта-на-Майне, затем поднятия Рула, Кифхейзер и в районе Дессау на Эльбе. Как показало бурение, в Тюрингской впадине значительная часть Среднегерманской кристаллической зоны скрыта под более молодым чехлом и ее действительная ширина превышает здесь 70 км. Далее на восток зона прослежена бурением в ГДР вплоть до слияния Одера (Одры) и Нейсе (Нисы), т. е. до границы с Польшей. Представляется возможным, что на польской территории ей соответствует Предсудетский погребенный кристаллический блок.

К западу от Рейна продолжение Среднегерманской кристаллической зоны уходит под молассы Саар-Лотарингского бассейна (межгорного прогиба), но еще западнее к ней могут относиться гнейсы и слюдяные сланцы, вскрываемые скважинами в центральной части Парижского бассейна и в полосе, следующей вдоль правобережья Сены от Парижа до Гавра (Парижская кордильера); по другую сторону Ла-Манша к этой зоне можно условно отнести кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты, слагающие п-ов Лизард (крайняя юго-западная оконечность главного британского острова), а также мысы Додман, Старт-Пойнт — Болт-Хед на южном берегу Корнуолла. Правда, радиометрический возраст гнейсов Лизарда оказался 350—400 млн. лет, но его можно считать омоложенным. Весь этот кристаллический комплекс надвинут на южное крыло Девонширского синклинория, принадлежащего Реногерцинской зоне, причем в зоне надвига развиты мощные брекчи, очевидно меланж, а в составе комплекса имеются габбро и лерцолиты (Anthonioz, 1975).

Кристаллические породы заведомо докембрийского возраста выступают также на Нормандских островах в южной части Ла-Манша и на п-ове Котантен и северном побережье Бретани. Этот комплекс получил у французских геологов название *пентеврийского*; его возраст не моложе гренвильского (дальсландского). Пентеврийский комплекс составляет основание, на котором в позднем рифее и венде накопилась мощная толща терригенных, флишoidных отложений так называемого *бриовера*. В низах бриовера развиты основные вулканиты, а в основании его верхней части залегают типичные тиллиты, это позволяет думать, что она относится к венду. Бриоверская серия интенсивно смята в изоклинально-чешуйчатые складки и прорвана

синкинематическими телами кварцевых диоритов и более крупными плутонами гранитов. Первая фаза деформаций имела место перед отложением верхнего бриовера — тиллиты залегают несогласно на подстилающих слоях. Вторая фаза деформаций и интрузивный магматизм проявились перед кембрием, поскольку нижний кембрий залегают резко несогласно на дислоцированном бриовере, а граниты имеют возраст 550 млн. лет. Обе тектонические фазы были объединены под названием кадомской складчатости (Cadamus — римское название города Кана в Нормандии). Достаточно очевидно ее соответствие байкальской складчатости Сибири, при том лишь отличии, что основная фаза байкальской складчатости проявилась в Сибири перед вендом, а кадомской — после венда, непосредственно перед кембрием¹. Однако один из основных исследователей Армориканского массива Ж.-М. Грендор (Тектоника Европы..., 1964, с. 215) не считает термины кадомская и байкальская складчатости синонимами и называет байкальскими деформации, происшедшие после раннего кембрия; совокупность кадомских и байкальских движений Ж.-М. Грендор именует ассинтской складчатостью, используя термин Г. Штилле. По существу же в практике большинства геологов эти три термина стали синонимами, и во втором издании Международной тектонической карты Европы обозначения кадомская и байкальская складчатость используются на равных правах. Возможно, впрочем, что термин кадомская фаза как более локальный лучше закрепить за тектонической фазой (эпохой) на рубеже венда и кембрия (или раннего и позднего венда)² в рамках более широкого понятия байкальской тектонической эпохи (эры), охватывающей конец докембрия и начало палеозоя, т. е. примерно интервал 720—500 млн. лет. Что же касается термина ассинтская складчатость, то в последние годы этот термин заметно теряет свою популярность, особенно за пределами Центральной Европы.

Кадомский складчатый комплекс слагает большую часть Армориканского массива (рис. 34), практически все его антиклинорные зоны, но наибольшим распространением, вместе с кадомскими же гранитоидами, пользуется в северной части массива к северу от синклиория Шатолен-Лаваль. Эту часть Арморики, которую П. Прюво в свое время выделил под названием Домнонеи на северо-западе и Манселии на юго-востоке³, можно условно считать продолжением Среднегерманской кристаллической зоны, но если последняя являлась геантиклиналью в пределах Среднеевропейской палеозойской геосинклинальной системы, то Домнонея и Манселия — это уже скорее срединный массив.

4. Саксотюрингская зона является наиболее внутренней, наиболее сложной и наименее однородной зоной Среднеевропейских герцинид. Ее тектонотипическая область охватывает Рудные (Крушные, Erzgebirge) и Пихтовые (Fichtelgebirge) горы, Гранулитовые горы, Тюрингские Сланцевые горы (включая Тюрингский Лес), т. е. Северную Чехию, Саксонию, Тюрингию, Северную Баварию. Едва ли не важнейшей особенностью Саксотюрингской зоны является наличие выступов ремобилизованного раннедокембрийского (Гранулитовые горы) и байкальского фундамента, образующих окаймленные гранито-гнейсовые купола и валы. Типичными структурами этого типа являются Гранулитовые горы, Мюнхбергский, Зильденфельский, Франкенбергский массивы, Фрейбергский купол и др. Истинный возраст ядер куполов и валов пока не поддается радиометрическому определению, поскольку он стерт более поздним, палеозойским метаморфизмом, но догерцинские датировки все же были получены. Герцинский метаморфизм

¹ Не исключено, впрочем, что это различие в действительности не столь велико, ибо низы толщи, относимой в Армориканском массиве к кембрию, могут оказаться верхневендскими.

² См. примечание 1.

³ Римские названия соответствующих провинций.

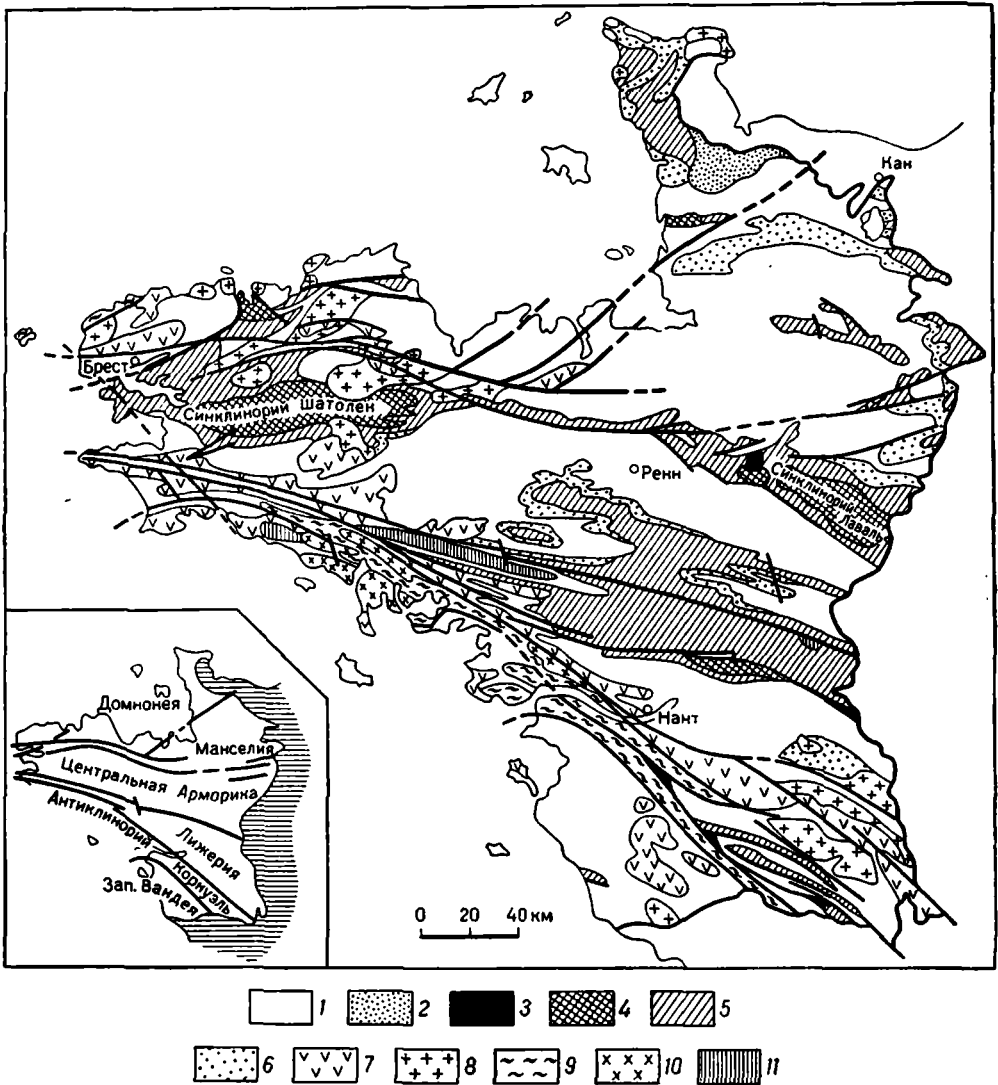


РИС. 34. Геолого-структурная схема Армориканского массива (по Ж. Конье).

1 — осадочные породы, метаморфиты и граниты докембрия в пределах массива, а за пределами — чехол; 2 — пермь; 3 — верхний карбон; 4 — динант; 5 — ордовик—силур—девон; 6 — кембрий; 7 — герцинские двуслюдяные щелочные граниты («лейкограниты»); 8 — герцинские известково-щелочные граниты и гранодиориты; 9 — догерцинские мигматиты; 10 — догерцинские анатектические граниты; 11 — гранито-гнейсовая ось Моелан — Лавво

во многих случаях привел также к маскировке трансгрессивного залегания палеозойской оболочки на докембрийских ядрах; по отношению к породам последних этот метаморфизм был уже ретроградным.

Ядра некоторых из этих поднятий ремобилизованного фундамента обнаруживают тенденцию опрокидывания и надвигания на свою оболочку (рис. 35). Это обстоятельство наряду со сходством древнейших, добайкальских пород ядер куполов и валов с молданубским комплексом Богемского массива привело в свое время Ф. Коссмата к заключению о развитии в Саксотюрингской зоне шарьяжей, происходящих из более южной зоны Центральных поднятий (Молданубской).

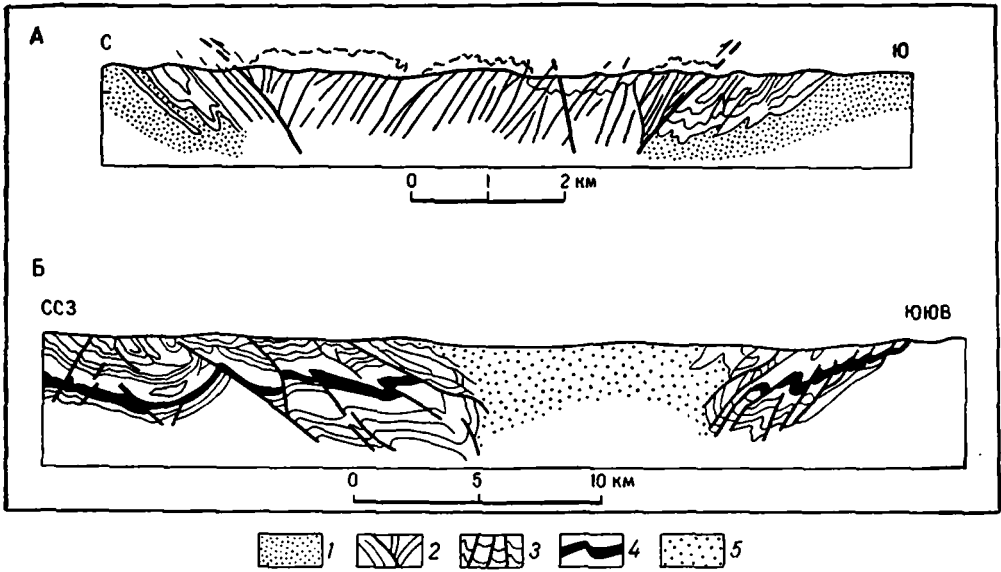


РИС. 35. Профили через массивы Саксотюрингской зоны: А — Франкенбергский по В. Швану и Б — Мюнхбергский по Р. Г. фон Гертнеру (из работы В. Кребса и Х. Вахендорфа).

1 — слюдяные сланцы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — глинистые сланцы; 4 — гранито-гнейсы; 5 — фрауэнбахские сланцы

Кребс и Вахендорф (Krebs a. Wachendorf, 1953) несомненно более правы, описывая эти структуры как продукт глубинного диапиризма, связанного с инверсией плотностей при гранитизации. Однако остается неразъясненным один важный вопрос — о происхождении наблюдаемых по периферии некоторых массивов, например Гранулитовых гор и Мюнхбергского, ультрабазитовых отторочек. Не являются ли эти отторочки останцами надвинутого с юга из шовной зоны между Саксотюрингикумом и Молданубикумом доордовикского шарьяжа, в дальнейшем деформированного гранито-гнейсовым диапиризмом? Как мы увидим в главе VIII, нечто подобное в еще более крупном масштабе наблюдается на Урале.

Трансгрессивно и несогласно на байкальском комплексе в Саксотюрингской зоне залегают маломощные и мелководные осадки венда — нижнего и среднего кембрия; в венде известны тиллитоподобные породы. Отсутствие верхнего кембрия, трансгрессивное и несогласное залегание ордовика, начинающегося мощными песчаниками, некоторые радиометрические датировки гранитоидов и метаморфических пород свидетельствуют о проявлении в этой зоне значительных позднекембрийских — предордовикских поднятий, очевидно сардских (салаирских).

Раннекаледонские движения в Саксотюрингской зоне не ощущались; с ордовика здесь начинается накопление герцинского комплекса отложений. Силур, нижний и средний девон представлены очень маломощной (сотни метров) аспидной формацией в ассоциации (силур) с диабазовой. Верхний девон залегает нередко несогласно (рейсская фаза) и, напротив, обладает уже значительной мощностью, а также характеризуется довольно интенсивным основным вулканизмом. Динант выражен глинисто-граувакковым кульмом (мощность до 2 км), сравниваемым большей частью с флишем, но справедливее — с нижней молассой (Ж. Обуэн); в основании встречаются кератофиры. Общая мощность герцинского (O—D) геосинклинального комплекса не-

лика — не более 2 км. Бретонские движения не имели существенного значения; основные деформации, региональный метаморфизм и становление многочисленных и довольно крупных гранитных плутонов произошли после визе, в основном, очевидно, в судетскую эпоху. Однако подъем купольных структур древнего фундамента должен был продолжаться на протяжении всего ордовик-динантского времени, поскольку к ряду из них (Мюнхбергский массив, Гранулитовые горы) приурочены специфические литофации осадков этого интервала — карбонатная так называемая баварская фация в отличие от сланцевой тюрингской.

Герцинский геосинклинальный комплекс преимущественно выполняет в пределах Саксотюрингской зоны отдельные синклиории между выступами древнего основания. Структура этих синклиориев в общем сходна со структурой девона и кульма Ренгерцинской зоны. Вергентность направлена в основном к северу, хотя встречаются и участки с обратной тенденцией.

Прослеживание Саксотюрингской зоны на запад и на восток от типичной для нее области, как и для других зон, сопряжено со значительными трудностями. На западе к ней довольно уверенно относят северные части Шварцвальда и Вогез. Дальнейшее продолжение Саксотюрингской зоны следует искать уже под чехлом центральной части Парижского бассейна и далее в центральной же полосе Армориканского массива. В пределах последнего аналогами сланцевых синклиориев Саксотюрингской зоны являются узкие синклиории Шатолен-Лаваль, Южно-Реннский, Сент-Жюльен де Вувант. Синклиорий Шатолен-Лаваль отделен от двух других крупным поднятием байкальского комплекса — Ренским антиклинорием. Разрез палеозоя даже Центральной Арморики изобилует перерывами, отражающими отдельные фазы каледонского и раннегерцинского (бретонского) тектогенеза; значительных складчатых деформаций здесь, однако, не происходило вплоть до судетской эпохи (на юге Арморики положение было несколько иным — см. ниже). Мощность палеозоя Арморики невелика, что, как мы видели выше, характерно для Саксотюрингской зоны вообще. Большим распространением пользуются в центральной и южной частях Армориканского массива герцинские граниты.

На востоке Саксотюрингская зона упирается в разлом «линии Эльбы». На ее продолжении по другую сторону этого разлома находится область Лаузица и Судет, обладающих очень сложным строением и северо-западным, а не восточно-северо-восточным простираем. В центре Западных Судет расположена треугольной формы глыба Сovieх гор — выступ метаморфитов гранулитовой и эклогитовой фаций, возможно раннекембрийского возраста, подвергшихся впоследствии диафторезу. Эта глыба обтекается складками более молодого докембрийского комплекса, метаморфизованного в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Возраст данного комплекса, очевидно, позднекембрийский; по крайней мере верхняя часть его должна считаться байкальской; нижняя, более сильно метаморфизованная, может быть и более древней, гренвильской.

Выше, как и в основной части Саксотюрингской зоны, залегает вендско-нижне-среднекембрийский в общем мелководный комплекс, накопление которого завершилось в позднем кембрии поднятиями сардской эпохи. Однако важной особенностью кембрийского разреза Судет является развитие инициальных вулканитов — диабазов, кератофиров и их пирокластолитов. Этот комплекс метаморфизован в зеленосланцевой фации и, в Лаузице, прорван гранитами, сопоставляемыми с «красными гнейсами» Рудных гор, которым также приписывается предордовикский возраст.

Ордовик, силур, нижний и средний девон образуют здесь следующий структурный комплекс, который можно считать позднекаледонским, поскольку верхний девон залегает резко несогласно и с глубоким размывом

на подстилающих образованиях. Вследствие этого нижний и средний девон пользуются очень ограниченным распространением; по формационному характеру разрез ордовика — среднего девона близок к соответствующему разрезу районов западнее Эльбы, но в Западных Судетах верхний силур имеет, согласно А. Вацнауэру, флишевый характер.

Собственно герцинский комплекс сложен в Лаузице и Судетах терригенными флишеидными отложениями верхнего девона и нижнего карбона (кульма). Он заполняет сравнительно просто построенные, хотя и сильно сжатые, наложенные впадины (Среднесудетская мульда, впадина Свободэня и др.). Структура же более древних образований исключительно сложная, включая лежачие складки и пологие надвиги, переходящие в небольшие (?) шарьяжи.

Геосинклинальное осадконакопление завершилось в Лаузице и Судетах деформациями судетской эпохи и внедрением крупных гранитных плутонов. В общем этот регион несомненно представляет продолжение Саксотюрингской зоны; основным отличием от ее тектонотипа служит более яркое проявление позднекаледонского тектогенеза, который, впрочем, проявился также в Саксонии и Тюрингии в форме «рейских» движений. На юго-востоке судетские структуры северо-западного — юго-восточного простирания резко несогласно срезаются более молодыми структурами Моравосилезской зоны юго-юго-западного — северо-северо-восточного направления.

5. З о н а Ц е н т р а л ь н ы х п о д н я т и й (М о л д а н у б с к а я). К югу от Саксотюрингской зоны Ф. Космат выделил еще одну зону, названную Молданубской (по рекам Молдаве и Дунаю). Для нее прежде всего характерно преобладающее развитие на поверхности докембрийского фундамента, в составе которого выделяется комплекс глубокометаморфизованных, до гранулитовой фации, пород, который обычно также называется молданубским. Наряду с ним широко развиты эпизонально метаморфизованные породы, уверенно относимые к самым верхам докембрия, аналогу бривера северной и центральной Арморики; в Центральной Европе (ФРГ, ГДР, ЧССР, ПНР) они обычно именуется альгонком. Присутствующие повсеместно нижнепалеозойские отложения также нередко, но далеко не везде оказываются заметно метаморфизованными. Верхний девон и нижний карбон часто залегают непосредственно на докембрийском фундаменте и представлены в мелководно-континентальных обломочных фациях с участием органогенных известняков и средних и кислых вулканитов. Очень широко распространены граниты, в основном герцинские, но встречаются и более древние — каледонские, байкальские. Герцинская структура местами, особенно в южной части зоны, достигает большой сложности, вплоть до шарьяжей пеннинского типа. В данную зону входят южная часть Армориканского массива, почти весь Центральный Французский массив (кроме Монтань-Нуар), большая часть Вогез и Шварцвальда (кроме их северных частей) и Богемский массив (см. рис. 29). Юго-западным продолжением Южной Арморики считается Центрально-Иберийская зона на Иберийском полуострове (см. § 3). Практически на всем своем протяжении — в Арморике, Вогезах, Шварцвальде, Рудных горах граница между Саксотюрингской и Молданубской зонами является разломной, на ряде участков с отчетливым надвижением последней зоны на первую; весьма знаменательно, что к этому разлому в Арморике, Баварии и Рудных горах тяготеют выходы альпинотипных базитов и гипербазитов.

Тектонотипом рассматриваемой зоны исторически явился Богемский (Чешский) массив¹ (рис. 36). В плане этот массив имеет форму прямоугольного четырехугольника, поставленного одним из углов

¹ Основная часть массива находится в Чехословакии, западная и южная окраины — соответственно в ФРГ и Австрии.

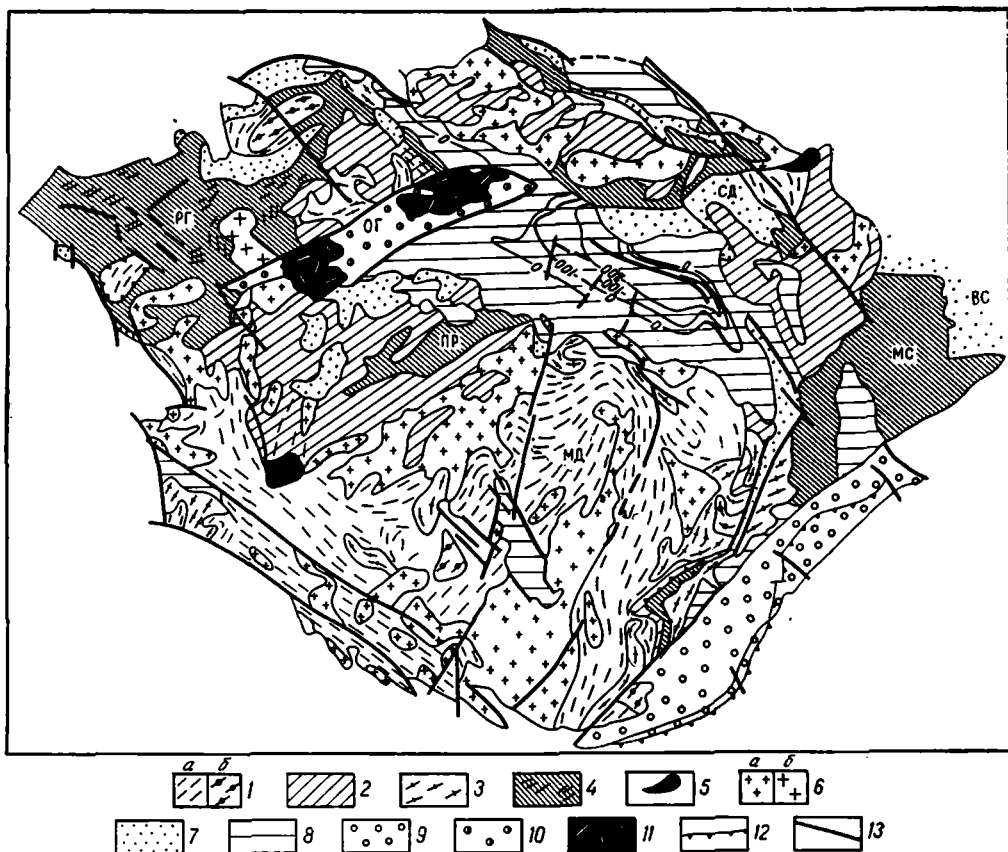


РИС. 36. Схема структуры Богемского массива (по Тектонической карте Европы м-ба 1 : 10 000 000, 1977 г.).

1 — фации молданубикума: а — амфиболитовая, б — гранулитовая; 2 — байкальский комплекс; 3 — байкальские гранитоиды; 4 — герцинский геосинклинальный комплекс; 5 — герцинские основные интрузии; 6 — герцинские гранитоиды: а — синорогенные, б — посторогенные; 7 — герцинские молассы; 8 — эпигерцинский осадочный чехол; 9 — альпийские молассы; 10 — неогеновое выполнение грабена Оже; 11 — неогеновые вулканиты; 12 — надвиги; 13 — прочие разломы; РГ — Рудные горы, СД — Судеты; ПР — Пражский (Баррандов) синклиниорий; МД — Молданубикум; МС — Моравосилезская зона; ВС — Верхнесилезская впадина; ОГ — грабен Оже

книзу и ограниченного практически со всех сторон разломами: на юго-западе Франконско-Баварским, на северо-западе — Рудногорским, на северо-востоке — «линией Эльбы», на юго-востоке — Западно-Моравским.

Наиболее глубоко метаморфизованный собственно молданубский комплекс слагает юго-западную часть массива, обрамляясь с северо-запада и северо-востока более слабо метаморфизованным «альгонком»; это и есть собственно Молданубикум, Молданубское ядро массива. Кроме того, считается, что тот же комплекс слагает «антиклиниорий» Тепла в северо-западном обрамлении массива, на границе с Саксотюрингской зоной. В структурное понижение между антиклиниорием Тепла и Молданубским ядром как бы вложен Пражский, или Баррандов¹, синклиниорий, заполненный палеозойскими отложениями до среднедевонских включительно и деформированный либо акадскими (рейскими), либо бретонскими движениями. Очень широким распространением в пределах Богемского массива пользуются герцинские гранитоиды, образующие два очень крупных —

¹ По имени его первоисследователя Йоахима Барранда.

Центрально-Молданубский на юге и юго-западе и Центрально-Богемский в пограничной зоне Молданубикума с Баррандовым синклиниорием и ряд более мелких плутонов. Эта герцинская гранитизация, вероятно, ответственна за то, что метаморфиты Богемского массива дают заниженные, обычно герцинские радиометрические датировки; получены лишь единичные цифры порядка 550 млн. лет для гранитов Брно и Стода; байкальский возраст имеют также некоторые гранитоиды поднятия Тепла.

Наиболее характерными породами комплекса являются кислые вулканы, метаморфизованные в гранулитовой фации; они аналогичны нижнепротерозойским лептинитам Балтийского щита, а исследователями Богемского массива обычно называются гранулитами. В тесной ассоциации с ними встречаются амфиболиты, возникшие по основным вулканитам, а также серпентиниты. Вся эта ассоциация магматитов занимает, однако, подчиненное положение по отношению к толще парагнейсов, образовавшейся по терригенным (псаммиты, пелиты) и отчасти карбонатным породам; характерны также кальциево-силикатные породы, представляющие метаморфизованные конкреции.

Стратиграфическая самостоятельность и возраст молданубского комплекса до сих пор служат предметом оживленной дискуссии. Согласно одной точке зрения, наиболее последовательно защищаемой В. Зоубеком (Zoubek, 1965, 1974, и др.), молданубикум древнее «альгонка» и отделен от него крупным несогласием. Этот взгляд подтверждается наличием в низах «альгонка» конгломератов из метаморфических пород и гранитов (кстати, не известных в коренном залегании) и обломков метаморфических минералов (гранат, ставролит, дистен) в «альгонкских» песчаниках. При этом возраст комплекса считается теперь В. Зоубеком скорее всего дальсландским (гренильским), хотя не исключено, что он может быть значительно более древним (нижнепротерозойским), как это ранее принималось и самим Зоубеком. Согласно сторонникам другой точки зрения (Skvor, 1968; Vejnar, 1971), молданубикум представляет лишь более глубоко метаморфизованную часть «альгонка», в подтверждение чего приводится их непрерывная метаморфическая зональность типа Барроу (эта непрерывность, т. е. постепенность перехода указывается для восточного замыкания Баррандова синклиниория), имеющая байкальский возраст (на нее наложен герцинский метаморфизм типа Абакума). Кроме того, последовательность отложений в молданубикуме (впрочем, весьма спорная) сопоставляется с таковой для «альгонка»; в частности сопоставляются вулканогенные формации. Как мы увидим ниже, аналогичные противоречия наблюдаются в трактовке взаимоотношений двух метаморфических комплексов — ката- и мезозонального и мезо- и эпизонального в пределах Центрального и Армориканского массивов.

Баррандов синклиниорий ограничен глубинными разломами, из которых юго-восточный на значительном протяжении затушеван Центрально-Богемским гранитным плутоном. Протяженность синклиниория порядка 130 км, ширина до 60 км; на северо-востоке он скрывается под Чешским меловым бассейном. Синклиниорий выполнен «альгонкскими» и палеозойскими отложениями. «Альгонкские» — верхнерифейские отложения мощностью до 7—8 км состоят в основном из граувакк, алевролитов и глинистых сланцев, отчасти графитизированных, т. е. первично битуминозных. В средней части разреза залегает мощный горизонт спилитов и туфов основного состава с резко подчиненным количеством кислых вулканитов — кератофилов и др. Здесь же распространены черные кремни. Верхняя часть разреза «альгонка» носит флишевый характер (ритмичные граувакки с градационной текстурой) и содержит прослой конгломератов из метаморфитов и гранитоидов. Вулканы, залегающие в ее низах, имеют уже не основной, а средний и кислый состав. Прежде считалось, что верхний «альгонк» отделен несогласием от нижележащих отложений, на основании чего Г. Штилле установил

железногорскую фазу ассинтского тектогенеза. В новейших работах это несогласие отрицается. Верхний, «постспилитовый альгонк» имеет, очевидно, вендский возраст; указывается на присутствие в нем пород типа тиллитов и варвитов; в период накопления этой толщи Молданубское ядро было уже сушей.

«Альгонк» в целом отделен отчетливо выраженным угловым несогласием от кембрийских отложений. Нижняя часть последних сложена конгломератами и песчаниками мощностью до 2 км, представляющими, очевидно, байкальскую молассу. Эта толща может иметь не только нижнекембрийский, но и верхневендский возраст, поскольку морская фауна появляется лишь в среднем кембрии, осадки которого состоят из аргиллитов, песчаников и конгломератов. Затем в позднем кембрии последовала регрессия с проявлением вулканизма среднего и кислого состава. Ордовикская трансгрессия, как, очевидно, и кембрийская, проникла в Баррандов залив с северо-востока, со стороны современных Судет; ордовикские слои залегают с угловым несогласием на кембрийских (богемская или сардская — салаирская фаза). Силур отделен от ордовика лишь перерывом, местами с конгломератами, и в нижней и средней части представляет продолжение той же глинисто-сланцевой с граптолитами и прослоями лидитов формации, на ряде уровней с основными вулканидами, т. е. в развитии, в общем аналогичном Саксотюрингской зоне. В верхнем силуре сланцевая формация сменяется мелководной карбонатной формацией, охватывающей также нижний и средний девон.

Складчатая структура баррандова палеозоя в общем достаточно простая; она несколько усложняется в затронутом метаморфизмом «альгонке». Поскольку палеозойский Баррандов прогиб замыкается на юго-западе и раскрывается к северо-востоку, в направлении Судет, по своей тектонической природе он, очевидно, представляет побочный прогиб — апофиз Саксотюрингского трога, внедрившийся по разломам в тело эпибайкальского срединного массива.

Проследим теперь продолжение рассматриваемой зоны к западу от Богемского массива. Породы молданубского типа вскрыты скважинами в южной части Южногерманской впадины (см. гл. V) и вновь выступают на поверхность в Шварцвальде и Вогезах, по обе стороны Рейнского грабена; здесь известны, в частности, столь характерные для молданубикума лептиниты, а также ультрабазиты, наряду с широкой гаммой гнейсов, очевидно парагнейсов. В южной части обоих массивов появляются мощные терригенно-вулканогенные отложения визе, терригенные типа кульма, вулканиды от основных до кислых, субсеквентного типа. С этими вулканидами, видимо, комагматичны более ранние из герцинских гранитоидов; позднее возникли кольцевые плутоны высококальциевых гранитов и, наконец, субвулканические ультракислые граниты, связанные с риолитами.

Тот факт, что северные части Вогез и Шварцвальда также сложены в основном средним палеозоем, здесь в более полном развитии и что, таким образом, центральные части обоих массивов выступают в виде древних ядер в палеозойском окружении, наподобие ядер Саксотюрингской зоны, привел Г.-Р. фон Гертнера к выводу о том, что рассматриваемые массивы следует включать скорее в эту последнюю зону, чем в Молданубскую. Гертнер, вероятно, прав, тем более, что аналогичная толща девона — динанта известна и в северо-восточной части Французского Центрального массива.

Центральный массив представляет наряду с Богемским один из наиболее крупных выступов на поверхность зоны Центральных поднятий герцинского орогена Европы. В его составе М. Шеневуа (Geologie de la France, 1974) выделяет два основных элемента — Арвернский ¹ ядро на севере и в центре и Рутенон-Лимузенский

¹ От римского названия Оверни.

² От римского названия племени, населявшего область Руэрг.

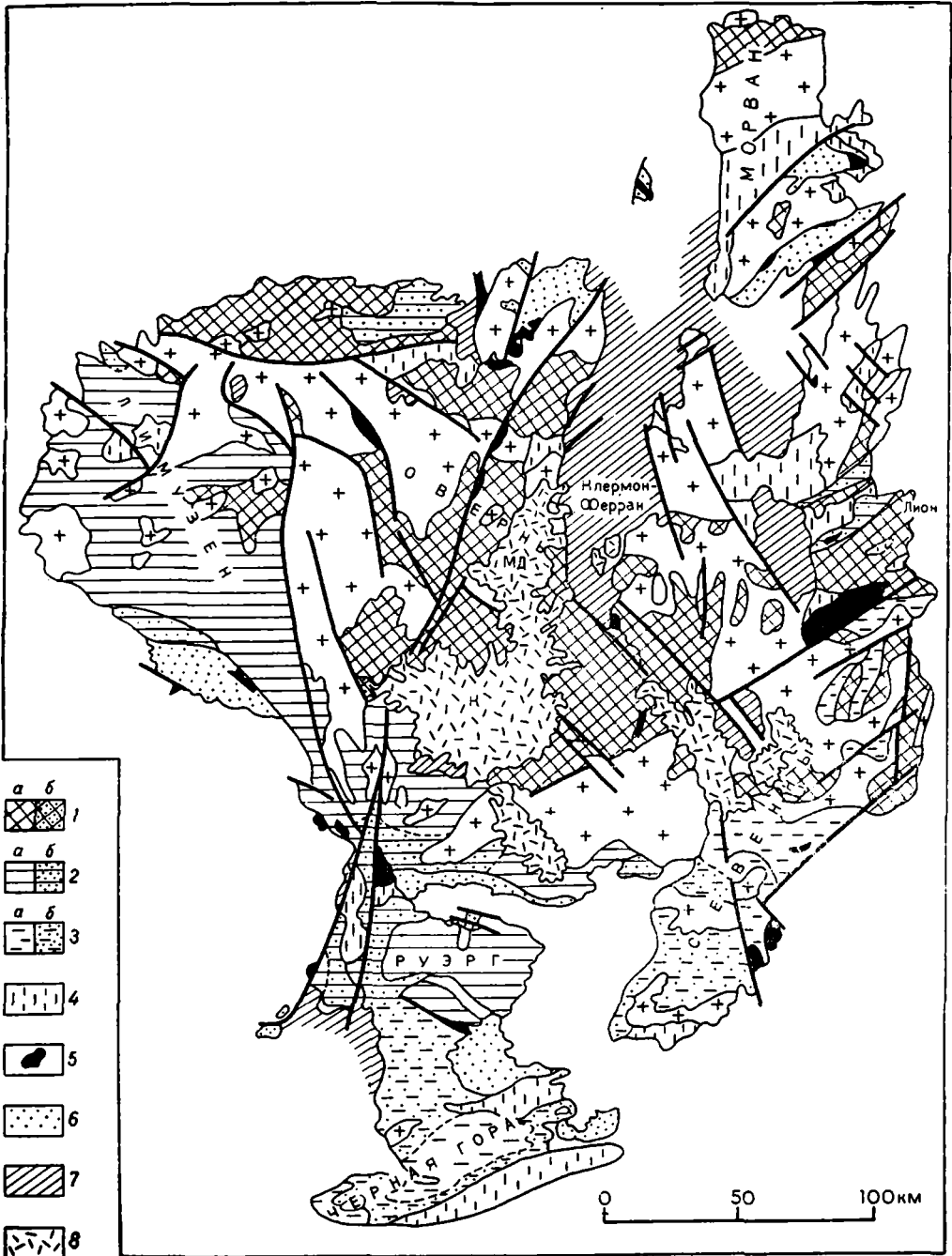


РИС. 37. Структурная схема Центрального Французского массива (по М. Шеневу, Ж. Равье и Р. Бруссю).

1 — Арвернское ядро; 2 — Рутено-Лимузенский «ансамбль»; 3 — Севеннский пояс (в знаках 1—3: а — мезозона и катазона, б — эпизональные сланцы); 4 — девон — динант; 5 — верхний карбон; 6 — пермь; 7 — третичные впадины; 8 — молодые вулканиды; МД — Мой-Дор; К — Кантал

«ансамбль» в его юго-западном и южном обрамлении (рис. 37). Арвернское ядро почти во всех отношениях аналогично Молданубикуму; слагающая его толща кристаллических сланцев подразделяется на три части: в низах

залегает толща пелитов, превращенных в катазональные гнейсы и анатектиты; в средней части — вулканиты основного и кислого состава, ныне представляющие собой амфиболиты и лептиниты; с ними ассоциируются серпентиниты; верхняя часть состоит снова из апопелитовых с подчиненными апосаммитами пород — слюдяных сланцев и гнейсов гранулитовой и амфиболитовой фаций; местами выше сохранился еще один вулканогенный горизонт. М. Шенева считает этот комплекс, во всяком случае, доверхнебриверским, не исключая присутствия в его низах пород более древнего основания (их представителем могут быть гнейсы Обюссон). Породы арвернского комплекса образуют крупные асимметричные, порой лежащие складки, переходящие на юге и юго-востоке, в частности в районе Лиона, в шарьяжи пеннинского типа, перемещенные в этом же направлении.

Рутено-Лимузенский комплекс метаморфизован в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях; в его основании залегают очковые гнейсы, могущие представлять собой кислые вулканиты и аркозы, несогласно перекрывавшие арвернское основание. Выше залегает пестрая серия метапелитов, метапсаммитов и метавулканитов. Возраст комплекса, вероятно, додевонский, но для значительной части скорее всего нижнепалеозойский; белые кварциты, залегающие выше очковых гнейсов, могут быть аналогом армориканских кварцитов (арениг), выше в сланцах обнаружены ордовикские акритархи. Не исключено, по мнению М. Шенева, что низы комплекса отвечают верхнему бриверу, т. е. венду, или даже соответствие комплекса всему бриверу, а подстилающего арвернского — добриверскому протерозою, что совпало бы с мнением В. Зоубека относительно возраста молданубикума. Складчатость рутено-лимузенского комплекса характеризуется как «сжатая изоклиная небольшая амплитуды»; складки группируются в антиклинории и синклинории.

Юго-восточное обрамление Центрального массива образуют складчатые зоны Южных Севенн¹ и Монтань-Нуар. Южные Севенны сложены серией эпизонально метаморфизованных сланцев, скорее всего кембро-ордовикского возраста, по сопоставлению с Монтань-Нуар, где палеозой уже почти или даже совсем не метаморфизован. Он согласно подстилается метаморфическими сланцами верхнебриверского (вендского) возраста, из-под которых выступают гнейсы неясной стратиграфической принадлежности. Кембрий начинается характерным горизонтом кислых вулканитов и конгломератов северного происхождения и представлен полным разрезом, включая известняки с археоциатами и доломиты в верхах нижнего кембрия, остальная его часть — песчано-сланцевая, как и нижний ордовик, где переслаивание имеет флищоидный характер. В среднем ордовике происходит осушение и проявляется андезито-риолитовый вулканизм; в позднем ордовике море возвращается в юго-восточную часть района, перекрывая с некоторым несогласием более древние слои; трансгрессия к северу продолжается в силуре с отложением маломощных черных сланцев и затем песчаников и известняков; после перерыва она возобновляется в девоне, но в конце девона окончательно сменяется регрессией. Турне отсутствует, а визе выражен терригенным флишем, заканчиваясь граувакками и рифовыми известняками. Затем наступил период герцинских деформаций, причем наиболее важное значение имела астурийская фаза.

Структура Монтань-Нуар характеризуется гранито-гнейсовыми куполами ремобилизованного основания в центральной части, изоклиально-чешуйчатыми складками в северной зоне и довольно крупными шарьяжами к югу в южной зоне (рис. 38).

¹ Северные и Центральные Севенны принадлежат Арвернскому ядру Центрального массива.

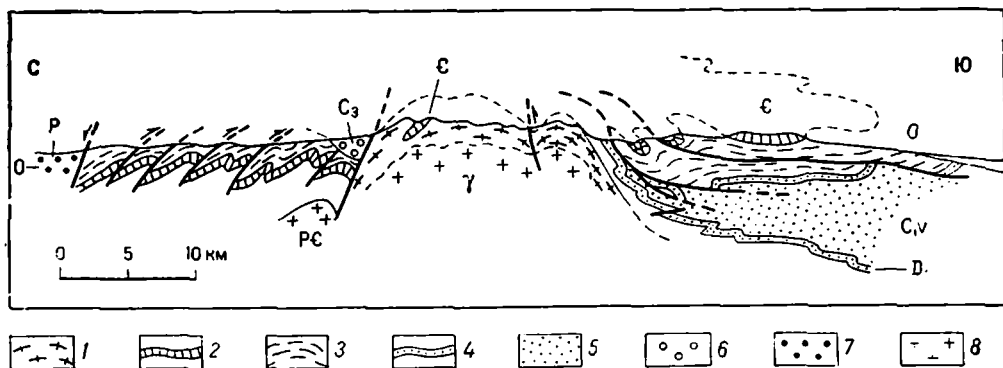


РИС. 38. Схематический профиль через Монтань-Нуар (по Ф. Арто, упрощен).

1 — гнейсы; 2 — кембрийские известняки; 3 — кембро-ордовикские сланцы; 4 — девон; 5 — нижний карбон (визе); 6 — верхний карбон; 7 — пермь; 8 — граниты (PФ — докембрийские, γ — герцинские)

Породы Центрального массива испытали несколько фаз метаморфизма и гранитизации. Судя по радиометрическим датировкам, наиболее ранняя из них является раннебайкальской (670—650 млн. лет — Арвернское ядро). Имеются сардские (салаирские) датировки (530—500 млн. лет), в том числе для гранитов; довольно многочисленны ранне- и позднекаледонские; этот возраст имеет, по крайней мере частично, крупный плутон Маргерид (420—400 млн. лет). Но наибольшее значение имел герцинский метаморфизм и гранитизация, проявившиеся по крайней мере в три фазы — бретонскую, судетскую и астурийскую; последняя из них проявилась в основном на юге.

Наиболее западным звеном зоны Центральных поднятий Мезоевропы является южная зона Армориканского массива¹. Она обладает весьма сложным строением, к тому же последовательно усложняющимся, с усилением регионального метаморфизма к югу. В северной части зоны на еще умеренно метаморфизованном бриовере, слагающем поднятия, несогласно залегает нижний и средний палеозой, отличающийся от центрально-армориканского палеозоя более сокращенным разрезом, мелководными фациями и перерывами; он выполняет синклиналильные понижения. Южнее обстановка значительно усложняется — степень метаморфизма заметно повышается, с появлением слюдяных сланцев, гнейсов и лептинитов, а вместо простых, широких и крупных антиклиналей появляются лежащие складки, переходящие в глубинный покров пеннинского типа с перемещением на многие десятки километров к югу, смятый впоследствии в антиформу (покров Шантосо в районе Нанта). В нижней части разреза этого покрова и его западного продолжения (бухта Одиерн) появляется типичный офиолитовый комплекс, который Ж. Конье относит к низам бриовера, а в самом ядре залегают анатектические гнейсы и лептиниты с гранатом и силлиманитом. В этой же полосе известны проявления глаукофанового метаморфизма. Еще южнее вырисовывается мощное поднятие (крупная и сложная антиформа) Корнуай, сложенная кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами, сопоставление которых с бриовером становится уже условным. Нижняя часть этого комплекса состоит в основании из метаморфизованных обломочных пород и кислых вулканитов, преобразованных в лептиниты, а выше из ассоциации глин и граувакк, превращенных в гнейсы и слюдяные сланцы с базитами и ультрабазитами, давшими начало празинитам, амфиболитам и серпентинитам, а также графитовых сланцев и черных кварцитов и, наконец, мощной

¹ Описывается в основном по Ж. Конье (Cogné, 1971; *Geologie de la France*, 1974).

толщи апопелитовых слюдяных сланцев и гнейсов. Эта часть разреза может относиться к нижнему и среднему бриоверу, но она одновременно напоминает и молданубикум.

Верхняя часть комплекса, залегающая, видимо, с несогласием на нижней, начинается порфириодными гнейсами и состоит в основном из слюдяных сланцев и гнейсов с пачками аповулканических амфиболитов; это, возможно, верхний бриовер. Вместе с тем нельзя исключить принадлежность верхов комплекса к нижнему палеозою, по аналогии с рутено-лимузенским комплексом Центрального массива, а также вследствие некоторого литологического сходства, присутствия в Вандее чешуи ордовикско-силурийских сланцев и общих структурных соображений. С другой стороны, гнейсы и мигматиты, выступающие в ядре поднятия Корнуай, не отличимые от пентеврия севера Бретани и залегающие структурно несогласно по отношению к остальному метаморфическому комплексу, могут иметь и значительно более древний, чем бриовер возраст. Установление этого возраста затруднено тем, что на байкальскую структуру и метаморфизм наложены герцинские деформации, метаморфизм и мощная гранитизация, начавшиеся еще в бретонскую фазу с образованием анатектических гранитов и достигшие кульминации в судетскую (рудногорскую) фазу с внедрением лейкократовых гранитов в возникшую в это время мощную Южно-Армориканскую зону смятия. Зона эта косо пересекает ранее возникшие структуры и носит характер левого сдвига.

Крайний юго-восток Армориканского массива, расположенный в Вандее, характеризуется возвратом к более спокойной обстановке — бриовер здесь обнаруживает лишь весьма слабый метаморфизм, в узких синклиналях-чешуях появляется почти неметаморфизованный палеозой, пестроцветный песчано-сланцевый кембрий с кислыми вулканитами в кровле, сероцветный, также терригенный ордовик, рифогенный девон, континентальный песчаный динант. Этот разрез напоминает, с одной стороны, разрез северной полосы Южной Арморики, и, с другой стороны, южной периферии Центрального массива (Южные Северны, Монтань-Нуар). Кварцито-сланцевый кембро-силур и карбонатный девон и динант вскрыты рядом скважин в северной части Аквитанского бассейна. Эта зона, сменяющая к югу зону Центральных поднятий, отвечает уже северной окраине Южно-Европейской герцинской геосинклинальной системы.

Межгорные прогибы Среднеевропейских герцинид. Основной переломной эпохой в развитии Среднеевропейских герцинид была судетская эпоха в конце раннего карбона, точнее динанта. Начиная с вестфала, а местами уже с намюра, возникли межгорные прогибы, заполнявшиеся молассами — сначала лимнической угленосной молассой силезия, в верхах (стефан) на западе пестроцветной, затем красноцветной континентальной молассой нижней (по западноевропейской классификации нижней и средней) перми, которой подчинены субсеквентные вулканиты от основного («мелафиры») до кислого (кварцевые порфиры) состава, местами достигающие значительной мощности. Угленосный силезий пользуется более ограниченным распространением, чем пермские красноцветы, в период отложения которых контуры прогибов заметно раздвинулись. Между нижней (нижний красный лежень — *Unterrotliegendes* в Германии, отений — *autunien* во Франции) и верхней (верхний красный лежень — *Oberrotliegendes*, саксоний) частями пермской молассы также наблюдается несогласие — заальская фаза Штилле. С переходом к верхней перми — цехштейну орогенный режим сменился платформенным.

Основная полоса межгорных прогибов следует в западно-юго-западном — восточно-северо-восточном направлении параллельно варисской ветви герцинид и наложена в основном на Среднегерманскую кристаллическую зону, свидетельствуя о полной инверсии всей системы. Эта полоса состоит из двух главных впадин — *Саар-Лотарингской* на западе и *Заальской* на востоке, частично перекрытых платформенным чехлом. Первая

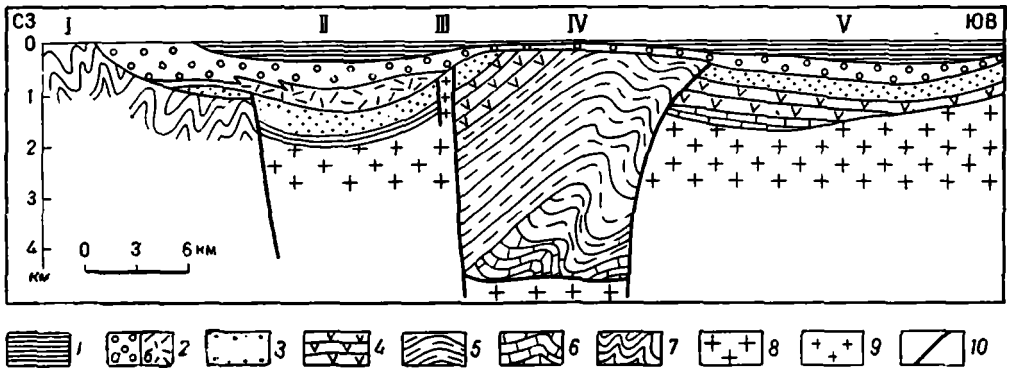


РИС. 39. Схематический профиль через Саарский межгорный прогиб (из работы А. Е. Шлеингера).

1 — триас; 2 — верхний ротлигенд: а — осадочная серия, б — вулканогенная серия; 3 — нижний ротлигенд; 4 — вестфал-намюр; 5 — нижний карбон; 6 — складчатый геосинклинальный девон Хунсрюка; 7 — кристаллический цоколь Среднегерманского поднятия; 8 — пермские интрузии; 9 — основные разломы. 10 — поднятие Хунсрюк; 11 — мульда Примс; 12 — поднятие Дюнненвейлер; 13 — Саарбрюккенская антиклиналь; 14 — Цвайбрюккенская мульда

из этих впадин сама испытала частичную инверсию — вестфал образует в ее центральной части двойное поднятие, резко скошенное к юго-востоку (рис. 39), а пермь выполняет синклинали по обе стороны от этого поднятия. В то время как угленосный карбон не распространяется на запад за пределы Лотарингии, пермские прогибы протягиваются в основании Парижского бассейна за меридиан Парижа. Южный из них затем отклоняется к юго-западу, а северный — к северо-западу; на продолжении этой северо-западной ветви после небольшой седловины возникают два новых прогиба того же направления, раскрывающиеся в сторону Ла-Манша, где на них наложен глубокий прогиб платформенного чехла уже западно-юго-западного простиранья.

Заальский прогиб в отличие от Саар-Лотарингского не испытал инверсии в орогенный период развития герцинид, но зато подвергся значительной перестройке в начале платформенного этапа своей эволюции, с образованием поперечных к нему поднятий Тюрингского Леса, Галле-Хетштеттской перемычки между Гарцем и выступом герцинид у Лейпцига, а также гряды Флехтинген. Основная же часть Заальского прогиба унаследована платформенными впадинами — Тюрингской и Субгерцинской.

Более мелкие позднегерцинские молассовые впадины известны в пределах Саксотюрингской зоны — в южном Шварцвальде, в Саксонии и в Судетах. Они характеризуются меньшей степенью несогласия по отношению к складчатому основанию.

3. ГЕРЦИНИДЫ ИБЕРИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Большая часть Иберийского полуострова представляет собой область эпигерцинской консолидации. На севере она ограничивается альпийской складчатой системой Пиреней и их западным продолжением, на юге — альпийской Бетской Кордильерой, и, таким образом, как бы играет роль огромного срединного массива в альпийском поясе. Перед этими альпийскими сооружениями герцинский фундамент оказался втянутым в погружение в орогенный период альпийского цикла; на севере, таким образом, возник передовой (или, вернее, тыльный) прогиб Эбро, на юге — аналогичный прогиб Гвадалквивира; к ним приурочены долины одноименных рек. Герцинский фундамент

выходит на особенно большой площади в западной части полуострова, образуя плоскогорье Иберийской Месеты, на севере окаймленное Кантабрийскими горами. Кроме того, он выступает на поверхность в ряде небольших горных массивов в центральной части полуострова (Сьерра-да-Гвадаррама, Сьерра-де-ла-Деманда и др.) и в прибрежных Каталонских цепях. Пиренеи и Бетская Кордильера возникли на герцинском основании, которое обнажается в осевой зоне первых и во внутренней (собственно Бетской) зоне вторых, а также на восточном продолжении Бетской Кордильеры в Балеарском архипелаге, на о-ве Менорка.

Иберийские герциниды обнаруживают отчетливую структурно-формационную зональность, которая была первоначально установлена еще в тридцатых годах немецкими исследователями из школы Г. Штилле — Ф. Лотце для Иберийской Месеты, Г. Ашауэром и Р. Тайхмюллером для Каталонских цепей и Пиреней. В последнее время схемы этих авторов существенно уточнены в процессе совместных работ испанскими (М. Жуливер, Х. М. Фонтботе), португальскими (А. Рибейро) и французскими (Ф. Матт, А. Капдевила) исследователями, в результате чего общая герцинская структура Иберийского полуострова вырисовывается уже достаточно отчетливо (Matte et Capdevila, 1973).

Главное место в этой структуре принадлежит Г а л и с и й с к о - К а с т и л ь с к о й, или Г е с п е р и й с к о й, ветви герцинид, которая и занимает Иберийскую Месету вместе с Сьеррой-да-Гвадаррама и Сьеррой-де-ла-Деманда¹. Эта ветвь представляет собой широкий (до 750 км) и сложный веерообразный мегантиклинорий общего северо-западного — юго-восточного простирания, на севере с некоторым дугообразным изгибом, обращенным выпуклостью к северо-востоку. Мегантиклинорий в целом асимметричен — центробежная вергентность выражена в его северо-восточном крыле гораздо ярче, чем в юго-западном, чему и соответствует изгиб оси всего сооружения.

На северо-востоке Галисийско-Кастильский мегантиклинорий ограничен Астурийско-Балеарским межгорным прогибом, пересекающим весь полуостров и продолжающимся в Балеарский архипелаг, на юго-западе — Южно-Португальским межгорным прогибом, занимающим крайний юго-западный угол полуострова и срезанным на востоке Гвадалквивирской флексурно-разломной зоной. Продолжение этого прогиба следовало бы искать в пределах Бетской зоны Южно-Иберийских альпид, но здесь породы всего палеозоя, в том числе верхнего, испытали заметный метаморфизм, что затрудняет сопоставление с очень слабо метаморфизованными отложениями Южной Португалии.

Осевое положение в Галисийско-Кастильском мегантиклинории занимает Ц е н т р а л ь н о - И б е р и й с к а я з о н а. Ее наиболее примечательной особенностью является наличие значительных выступов добайкальского или раннебайкальского основания, наиболее крупный из которых срезается Галисийским побережьем. Минимальный возраст этого основания, установленный К/Аг методом по роговым обманкам из эклогитоподобных пород составляет 900 ± 30 млн. лет (Den Tex, Floor, 1971); первичный же возраст комплекса, испытавшего многократный метаморфизм, может быть гораздо более древним. Очень своеобразен состав пород, слагающих комплекс — преимущественно это основные и ультраосновные породы офиолитового типа, а также глубоко метаморфизованные граувакки и пелитолиты и отчасти слюдяные сланцы, гнейсы и мигматиты. Офиолитовая ассоциация явно соответствует древнейшей океанической коре региона, и было бы очень важно знать ее возраст. Первоначальный метаморфизм комплекса достиг альмандин-амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций, последую-

¹ Превосходный обзор строения Иберийской Месеты был опубликован А. А. Богдановым (1971), принимавшим участие в 1970 г. в геологической экскурсии по Испании и Португалии.

щий ретроградный метаморфизм протекал в основном в условиях амфиболитовой фации.

Добайкальский комплекс перекрывается образованиями разного возраста, до ордовикских включительно; наиболее древней из них является очень примечательная верхнедокембрийская порфирировая формация Ойо-де-Сапо, развитая в основном в северо-восточном крыле зоны. Вулканисты этой формации достигают мощности более 2 км и в результате метаморфизма нередко превращены в очковые гнейсы.

К самым верхам докембрия относится метаосадочная, песчано-глинистая серия, которая здесь пользуется, однако, весьма ограниченным распространением. То же относится к сланцево-метааркозовой толще, довольно условно датированной кембрием. Ордовик залегает с региональным несогласием, начинаясь, как и повсеместно в Месете, армориканским¹ кварцитом. Остальная, бóльшая часть ордовика и силура представляют сланцево-гравякковую осадочную формацию, с участием кремней и известняков, в сочетании со спилито-кератофировой вулканогенной; к силуру относят и тело гипербазитов. Мощность ордовика и силура в юго-западном крыле более 3 км. Более молодые отложения в пределах данной зоны практически отсутствуют, но широко распространены палеозойские гранитоиды.

В Центрально-Иберийской зоне проявлен ряд фаз как догерцинского, так и герцинского диастрофизма. Если отвлечься от древнейших событий, запечатленных в полиметаморфизме добайкальского или раннебайкальского комплекса, то первая из этих фаз завершает формирование этого комплекса и предшествует накоплению вулканитов Ойо-де-Сапо. Проявление байкальского тектогенеза здесь вероятно, сардского (салаирского) несомненно. Обнаружение среди сланцев и аркозов верхов докембрия гранитов, датированных поздним ордовиком (460—430 млн. лет), указывает на таконский диастрофизм; такой же возраст (вероятно, омоложенный) обнаруживают некоторые очковые гнейсы (Den Tex, Floop, 1971).

Герцинский диастрофизм был достаточно интенсивным и полифазным; он сопровождался региональным метаморфизмом умеренного или низкого давления, с появлением порфиробластов биотита, граната, ставролита и андалузита и с превращением верхнеордовикских гранитоидов в ортогнейсы, а силурийских офиолитов в амфиболиты и зеленые сланцы. В крупном масштабе протекало и гранитообразование — сначала возникли анатектические двуслюдяные граниты, в общем синтетектонические, а затем биотитовые граниты и гранодиориты, позднесинтетектонические и посттектонические, более глубинного происхождения. Датировки (K/Ar) гранитов — 280—260 млн. лет (ранняя пермь)² вряд ли отражают действительный возраст их образования, который, судя по соотношениям с деформациями, должен быть каменноугольным.

Структура Центрально-Иберийской зоны очень сложна и неоднотипна (рис. 40). Ее наиболее оригинальная и важная черта — развитие ряда крупных округлых или овальных выступов добайкальского комплекса, до 15—20 км в поперечнике, повсеместно надвинутых по периферии под углом до 30—45° на концентрически окружающие эти массивы, наклоненные в целом под них, к их оси и смятые в дугообразные лежащие складки, осложненные кольцевыми центробежными надвигами, сланцево-вулканогенные серпы ордовика — силура, отчасти и кембрия. Эти деформации палеозойской оболочки древних массивов распространяются на площадь диаметром до 60—70 км. Взгляд на сами массивы как останцы тектонических покровов не подтверждается результатами геофизических исследований (Den Tex, Floop, 1971). Поэтому наиболее вероятно, что они представляют продукт

¹ Выделяется по аналогии с Армориканским массивом во Франции.

² Из работы А. А. Богданова (1971).

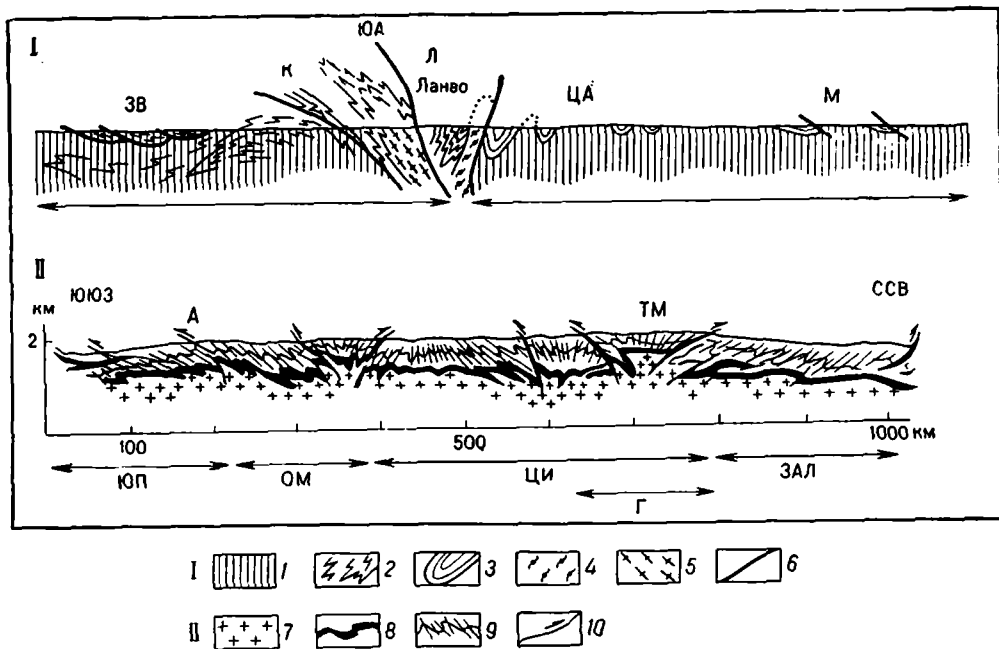


РИС. 40. Профили через Армориканский массив (I — по Ж. Конье) и Иберийские герциниды (II — по М. Жуливеру).

1 — пентеврийский и кадомский фундамент (не переработанный); 2 — то же, переработанный в герцинскую эпоху (частично с метаморфическим палеозоем); 3 — неметаморфизованный палеозой; 4 — докембрийские гранито-гнейсы Моелан-Ланво; 5 — герцинские анатектонические граниты; 6 — тектонические разрывы; 7 — древний докембрий; 8 — верхний докембрий; 9 — палеозой; 10 — надвиги

герцинской ремобилизации древнего фундамента и имеют грибообразную форму; некоторые исследователи справедливо сравнивают структуру центрально-иберийских древних массивов со структурой их аналогов в Саксотюрингской зоне Среднеевропейских герцинид, особенно Мюнхбергского массива в Баварии. Предполагается также, что на ранних стадиях деформации массивы были выколоты из фундамента блоковыми движениями (Vagđ et al., 1971).

За пределами этих своеобразных структур, в палеозойских толщах господствует линейная складчатость, с прямыми, в более глубоком сечении опрокинутыми складками, с противоположной вергентностью — к востоку или северо-востоку и юго-западу, с кливажем или сланцеватостью (листоватостью).

На востоке и северо-востоке к Центрально-Иберийской зоне примыкает зона Западной Астурии и Лео́на. Наиболее древние отложения этой зоны — мощная (более 3 км, подошва не обнажена) сланцево-песчаниковая формация, несогласно (байкальская складчатость) перекрытая еще гораздо более мощным (до 10—12 км) разрезом также терригенного, кварцито-сланцевого венда (?) — кембрия—ордовика. Верхний ордовик сокращен в мощности или отсутствует, силур залегает с перерывом и начинается кварцитами, за которыми следуют черные битуминозные сланцы; мощность до 1000 м. Девон развит локально, в мелководных фациях, в основном в области сочленения со следующей к востоку зоной. Нижний карбон выражен фацией кульма в виде граувакк с растительными остатками, а местами напоминает флиш. На нижележащих отложениях он залегает несогласно, свидетельствуя о проявлении бретонской фазы герцинской складчатости. С еще

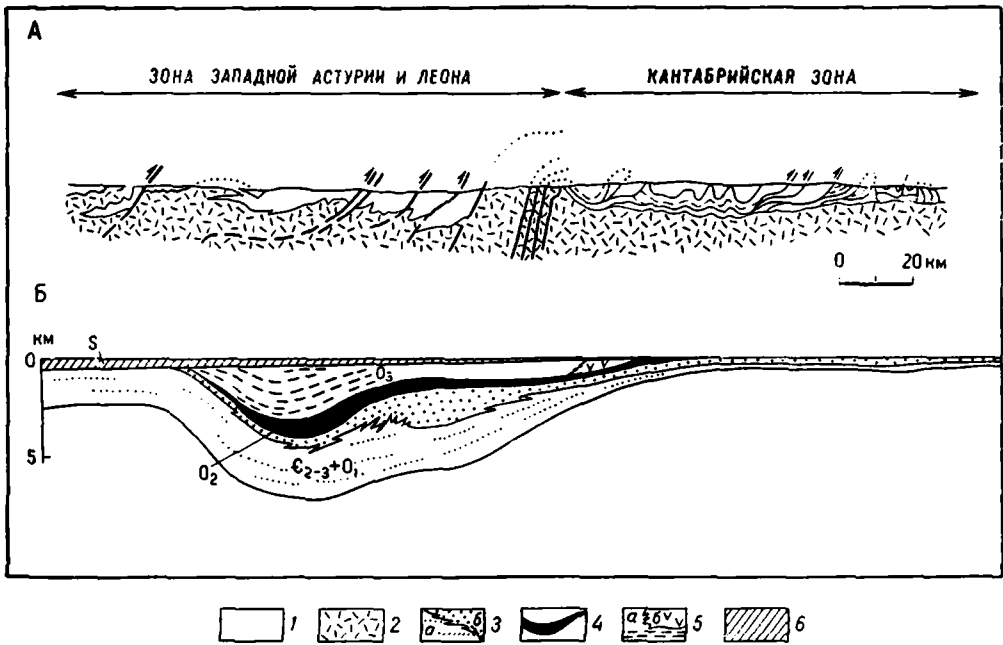


РИС. 41. Схематические современный (А) и палеотектонический (Б) профили Западно-Астурийско-Леонской и Кантабрийской зон (по М. Жуливеру).

1 — палеозой; 2 — докембрий; 3 — а — кварциты и пелиты, б — массивные кварциты среднего и верхнего кембрия и ордовика; 4 — глинистые сланцы среднего ордовика; 5 — а — турбидиты, б — вулканиды верхнего ордовика; 6 — силур

более резким несогласием залегают останцы верхнего карбона (стефана), отложенного уже после заключительных — астурийских деформаций.

В общем рассматриваемая зона характеризуется очень интенсивными позднерифейскими и особенно раннепалеозойскими погружениями, относительно весьма слабыми среднепалеозойскими и ранним проявлением герцинского тектогенеза. Структура зоны очень напряженная, с полным господством восточной или северо-восточной вергентности, развитием опрокинутых и лежащих складок, ослабленных надвигами (рис. 41). Региональный метаморфизм постепенно ослабевает с запада на восток, от амфиболитовой фации до зеленосланцевой. Имеется значительное число крупных гранитных плутонов астурийского возраста.

Наиболее внешней зоной северо-восточного крыла Галисийско-Кастильской системы является К а н т а б р и й с к а я з о н а. К ней принадлежат одноименные хребты южного побережья Бискайского залива, испытавшие энергичное новейшее омоложение, фундамент западной части Пиреней, крайняя юго-западная часть Каталонских береговых цепей и юго-восточная Иберийских цепей центральной части полуострова и, наконец, выходы палеозоя на о-ве Менорка (Балеарские острова). Основными отличиями Кантабрийской зоны от Западно-Астурийско-Леонской в формационно-стратиграфическом отношении является (Julivert, 1971; Bard et al., 1971):

1) практическое отсутствие выходов докембрия, за исключением пограничного с более западной зоной и относящегося, скорее, к последней антиклинория Нарчеа;

2) резкое сокращение мощности кембро-ордовикского комплекса (около 1 км, против 10—12 км в предыдущей зоне), при господстве в нем мелководных, причем не только терригенных, но и карбонатных отложений и ограни-

ченном распространении среднего и верхнего ордовика; начиная со среднего кембрия имеются прослои вулканитов основного состава;

3) сокращенная мощность и неполное развитие силура и девона; силур сохраняет терригенный, песчано-сланцевый состав, а девон обнаруживает заметную фациальную дифференциацию: известняки, часто рифовые и обломочные осадки, включая песчаники с железной рудой в более внутренней зоне, и чередование известняков и глинистых сланцев с более пелагической фауной, отложенных в более спокойной обстановке; в целом девон регрессивен;

4) трансгрессивное залегание карбона (местами и самых верхов девона), с накоплением в динайте маломощных глубоководных осадков (черные сланцы, кремни, радиоляриты, узловатые известняки) малой мощности, вероятно, в условиях некомпенсированного погружения; намюр повсеместно представлен известняками;

5) накопление в центральной части зоны (Астурийский каменноугольный бассейн) огромной мощности (5—6 км) паралической угленосной молассы верхов намюра и вестфала, несогласно перекрытой (астурийская фаза) стефанскими отложениями, сначала (нижний стефан) также паралическими и угленосными, а выше (с середины стефана) лимническими; пермские образования представляют типичную красноцветную верхнюю молассу, которая распространена восточнее угольного бассейна, на западном погружении осевой зоны Пиреней. Стефано-пермские отложения испытали слабую деформацию перед триасом.

В общем, до карбона Кантабрийская зона по сравнению со смежными с юго-запада и северо-востока (см. ниже) зонами представляла область относительного поднятия, унаследованную (вероятно, еще с байкальского этапа) геоантиклиналь или (скорее) срединный массив. Начиная с карбона, она превратилась в область максимальных погружений, сначала некомпенсированных, затем компенсированных (паралическая угленосная моласса) и, наконец, перекомпенсированных (континентальная моласса).

В структурном отношении Кантабрийская зона также вполне своеобразна. Ее северная часть, лежащая на севере Испании, состоит из более внутренней подзоны, дугообразно изогнутой с выпуклостью к юго-западу, сложенной нижним и средним палеозоем, и более внешней и вместе с тем центральной подзоны, представляющей впадину угленосного бассейна (см. рис. 41). Вергентность складок и надвигов направлена к центру этого бассейна, причем структура палеозойского комплекса типично покровная, дисгармоничная по отношению к фундаменту; основная поверхность срыва приурочена к подошве кембрийских известняков свиты Ланкара (\mathcal{E}_{1-2}). Деформации внутренней подзоны очень напряженные, с многочисленными надвигами, переходящими в покровы амплитудой до 15 км. С запада и юга на Кантабрийскую зону надвинута Западно-Астурийско-Леонская, точнее входящий в ее состав антиклинорий Нарчеа.

К этой характеристике Кантабрийской зоны остается добавить, что слагающие ее отложения слабо или совсем не метаморфизованы и в своей большей части не затронуты кливажем (расположение выше верхнего фронта сланцеватости); интрузивные образования представлены редкими штоками гранитоидов (гранодиориты, плагиограниты) глубинного происхождения.

Юго-восточное продолжение Кантабрийской зоны устанавливается по развитию на Средиземноморском побережье, между Кастаньонем и Приорато, отложений девона и преимущественно карбона, неметаморфизованных и не затронутых кливажем, смятых в послевестфальское время, с малым числом интрузий. Начиная от Приорато и далее на северо-востоке Испании, в основном в Каталонии, наблюдается последовательность зон, обратная по отношению к только что описанной (Matte et Capdevila, 1973), с общей юго-западной вергентностью. Так, между Приорато и Барселоной в Береговых

цепях выступают отложения от ордовика до девона с редкими выходами нижнего карбона, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, смятые в правильные складки с синметаморфическим кливажем течения. Еще северо-восточнее, от Барселоны до Хероны, те же ордовикско-девонские отложения обнаруживают более интенсивные деформации и метаморфизм. Последний достигает здесь локально амфиболитовой фации, а складки близки к изоклинальным, опрокинутые или лежащие; кливаж выражен еще более отчетливо. Много здесь и гранитных интрузий, посттектонических, известково-щелочного состава. Эти две зоны, очевидно, аналогичны Западно-Астурийско-Леонской зоне Галисийско-Кастильской системы.

Наконец, на крайнем северо-востоке полуострова, в Восточных Пиренеях на поверхности появляются докембрийские образования, в основном ортогнейсы, резко несогласно перекрытые кембрием—девоном (местами сохранился и нижний карбон). Герцинская тектоника очень напряженная — характерны лежащие складки — шарьяжи пеннинского типа с амплитудой до 20 км. Региональный метаморфизм достигает мусковитовой субфации амфиболитовой фации; появляется дистен. Наряду с посттектоническими гранитоидами здесь развиты синтектонические автохтонные гранитоиды анатектического происхождения. Эта Восточно-Пиренейская зона по ряду признаков, особенно по интенсивной ремобилизации докембрийского фундамента, близка к Центрально-Иберийской зоне Галисийско-Кастильского орогена. Она погружается и замыкается в северо-западном направлении и расширяется в противоположном, где ее продолжение оборвано берегом Средиземного моря.

Далее к северу, уже целиком на территории Франции, мы снова наблюдаем более периферические зоны герцинского сооружения — в небольшом массиве Мутуме к северо-востоку от Пиренеев и в Черной горе (Монтань-Нуар) на крайнем юге Французского Центрального массива можно усмотреть аналог Западно-Астурийско-Леонской и отчасти Кантабрийской зон Иберийского полуострова (Mattauer, 1971).

Но вернемся теперь к последнему и обратимся к юго-западному крылу Галисийско-Кастильского орогена. Внутренней зоной этого крыла является зона *Осса-Морена*, которая подразделяется на несколько подзон, нередко рассматриваемых в качестве самостоятельных зон. В видимом основании разреза зоны *Осса-Морена* находится мощная граувакково-сланцевая, с прослоями кремней и изредка известняков серия верхнего рифея, известная как *Seria Negra* (Р. Вегас) или *алкудий* (Г. Тамен). На юге Месеты из-под серии местами выступает ее более древнее основание, представленное амфиболитами, парагнейсами, слюдяными сланцами, кварцитами. Эти два докембрийских комплекса разделены порфироидами типа *Ойо-де-Сапо*, но, очевидно, более молодого возраста. Верхний рифей несогласно перекрыт (байкальская фаза) кембрием, местами то отсутствующим, то достигающим значительной (до 2,5 км) мощности. На северо-востоке кембрий имеет терригенный (сланцево-граувакковый) состав, с прослоями конгломератов и известняков, на юго-западе известняки получают большее развитие, появляются вулканиты основного, отчасти кислого состава. Ордовик залегает повсеместно несогласно (сардская фаза), начинаясь армориканскими кварцитами. Остальной ордовик и силур — это преимущественно темные глинистые сланцы, частично битуминозные, с кремнями и в сочетании с основными вулканитами; мощность максимальна на юго-западе (силур более 2 км). Девон граувакково-сланцевый («рейнская фация»), то только нижний, то, в основном, средний и верхний. Динант на юго-западе залегает несогласно (бретонская фаза) на уже метаморфизованном более древнем палеозое, но формационно сходен с девоном. Локально сохранившиеся на северо-востоке угленосные верхний вестфал и стефан залегают в свою очередь несогласно на нижнем девоне (судетская фаза), а на юго-западе динант затронут пред-

среднестефанской складчатостью и эпизональным метаморфизмом. Однако и верхняя часть карбона не избежала тектонических деформаций.

Складчатая структура зоны Осса-Морена достаточно сложная и характеризуется выдержанной юго-западной вергентностью с чередованием преобладания опрокинутых и лежащих складок. Имеются также надвиги и покровы амплитудой местами в первые десятки километров. Метаморфизм в основном зеленосланцевый, но достигает амфиболитовой ступени с андалузитом — силлиманитом или дистеном — силлиманитом. Очень широко распространены плутоны гранитоидов, обычно согласно вписывающиеся в складчатую структуру и достигающие крупных размеров — до 300 км протяженности. В основном это позднеинтектонические глубинно-корового происхождения гранодиориты.

На границе зоны Осса-Морена и сменяющей ее к юго-западу Южно-Португальской зоны протягивается полоса развития весьма примечательной вулканогенно-осадочной толщи кислого состава фаменско-турнейского возраста, к которой приурочены крупные стратиформные залежи колчеданных руд, в том числе знаменитое месторождение Рио-Тинто. По предположению А. А. Богданова (1971), эта полоса может соответствовать вулканическому поясу, вернее островной дуге (В. Х.), вдоль пограничного между зонами, очевидно, глубинного разлома.

Основную роль в сложении Южно-Португальской зоны играет очень мощная (более 5 км) флишеидная граувакково-сланцевая толща визейского—московского возраста с прослоями полимиктовых конгломератов и покровами спилитов. Она испытала лишь начальный метаморфизм (пренит-пумпеллитовая фация), но местами известен глаукофан. Интрузии редки; граниты в них ассоциируются, как правило, с диоритами и габбро. Главная фаза деформаций, затронувшая всю толщу отложений до московского яруса включительно, т. е. астурийская, привела к образованию сжатых, опрокинутых к юго-западу складок, осложненных кливажем разлома, реке течения. Несколько позже образовались небольшие (первые километры) шарьяжи. Весьма возможно, что складчато-разрывная структура Южно-Португальской зоны, подобно Кантабрийской, имеет покровный характер, т. е. дисгармонична по отношению к фундаменту.

4. ГЕРЦИНИДЫ МАГРИБА

Герцинские структуры Иберийской Месеты обрываются на юге Испании флексурно-разломной зоной долины Гвадалквивира, за которой простирается уже передовой прогиб альпийской покровно-складчатой системы Бетской Кордильеры, а затем сама эта Кордильера, поворачивающая на западе на соединение с марокканским Рифом и составляющая с ним и алжирским Теллем единую альпийскую Бетско-Рифско-Телльскую, выпуклую к западу кругую дугу. В составе этой дуги имеются отдельные выходы герцинского складчатого комплекса во внутренних покровах Бетской Кордильеры (покров Малаги и др.), в древних массивах Рифа, в Кабийских массивах Телля, но они испытали настолько интенсивное тектоническое перемещение и, особенно в низах, региональный метаморфизм, что восстановить их первоначальное отношение к структурам Иберийской и, добавим, Марокканской Месеты чрезвычайно затруднительно. Можно лишь утверждать, что нижняя, досилурийская (докарадокская?) часть разреза здесь интенсивно метаморфизована, косвенно указывая на проявление таконского диастрофизма (Bos-siège et Reymond, 1972), что средний палеозой представлен геосинклинальными формациями, хотя и небольшой видимо мощности, а верхний палеозой (пермь) залегает на нем несогласно, чем устанавливается проявление и герцинского тектогенеза (Foucault et Paquet, 1971; Lepvrier, 1974).

К югу от Рифа и Западного Телля герцинские складчато-геосинклинальные структуры снова появляются на поверхности в переработанном (Марокканская Месета, Высокие плато) или очень слабо переработанном (Высокий, Средний, Сахарский Атлас) в послегерцинское время виде. Они лучше всего обнажены на западе, в Марокканской Месете и выступают в отдельных эрозионных окнах в Высоком, Среднем и Сахарском (западная часть) Атласе, а также на западе Высоких плато; в средней части последних герцинский комплекс кое-где вскрыт бурением, но еще восточнее он уже становится недоступным изучению и его существование здесь остается, по существу, не доказанным. Поэтому не исключена возможность, что палеозойская геосинклиналь в Восточном Алжире и Тунисе не покрывала всего пространства современной Атласской горной страны, а ограничивалась северной полосой, тяготеющей к Теллю с его Кабильскими массивами. В западной половине Магриба палеозойская геосинклиналь простиралась на юг до Южно-Атласского разлома, т. е. до Высокого и Сахарского Атласа включительно. К югу от этого разлома в Анти-Атласе герцинская складчатость распространилась на осадочный чехол зоны перикратонных опусканий Африканской платформы, деформировав его дисгармонично по отношению к фундаменту. Еще южнее зона деформированного чехла ограничивается прибрежной полосой выходов палеозоя; это уже Мавританиды Ж. Сужий (Sougy, 1969). Простираение герцинских складок довольно плавно изменяется от близширотного на востоке до юго-западного, параллельного берегу океана на западе и юго-западе. Если попытаться увязать герциниды Магриба с герцинидами Иберийской Месеты, то вырисовывается дуга, обращенная выпуклостью к востоку, т. е. в направлении, противоположном Бетско-Рифской дуге. Авторы соответствующих реконструкций (рис. 42) пытаются также учесть эффект сдвиговых перемещений между Иберийским и Магрибским блоками.

Главный геосинклинальный комплекс герцинид Магриба начинается с отложений кембрия (или венда?). В их основании залегают толща кислых и средних вулканитов, которая, с одной стороны, может быть сопоставлена с серией Уарзаат Анти-Атласа и, с другой стороны, с вулканитами в подшве кембрия на юге Иберийской Месеты. Местами, в частности в Высоком Атласе, из-под этих вулканитов или непосредственно из-под кембрия появляется древний кристаллический фундамент — гнейсы, слюдяные и серицито-хлоритовые сланцы, а также граниты.

Нижний с археоциатами и средний кембрий состоят из глинистых сланцев и известняков, достигающих местами весьма значительной мощности (только нижний кембрий — до 3000 м); разрез заканчивается песчаниками, и в позднем кембрии море отступает за пределы Магриба. Ордовик, как и в Европейских герцинидях, залегают трансгрессивно (сардская—салаирская фаза), начинаясь ариенигом, и имеет песчано-сланцевый состав; в его основании местами залегают вулканиты основного состава. Силур, в свою очередь, отделен от ордовика перерывом (таконская фаза), но повсеместным и без заметного несогласия (кроме массива Малой Кабилии). Сложен он, как и ордовик, глинистыми сланцами и песчаниками и характеризуется местами как флиш, мощность достигает 3000 м. Нижний девон залегают, в общем, согласно на силуре, но в основании среднего девона (Hoerfner et al., 1972) начинается значительное несогласие и характер осадконакопления довольно резко меняется. В разрезе появляются конгломераты и образования типа олистостромов, а среди глинистых сланцев все более мощные пачки известняков, нередко песчаных. Фауна в сланцах рейнского, а в известняках герцинского типа так же, как в Средней Европе. Верхнедевонские, а также турнейские (развитые повсеместно) отложения местами носят флишевый характер.

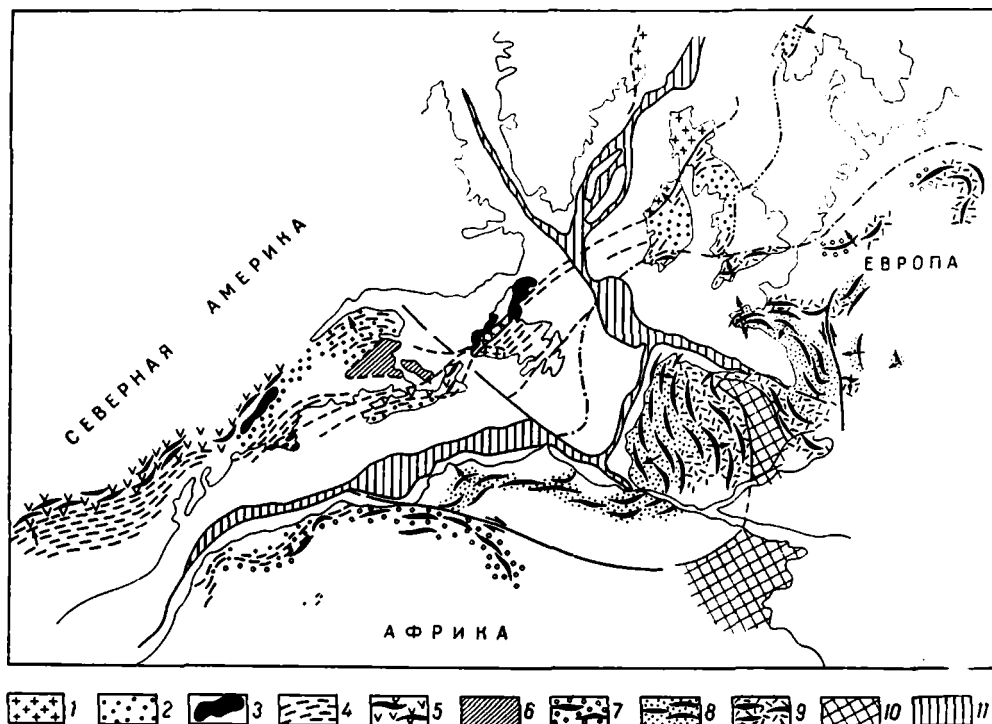


РИС. 42. Возможная конфигурация палеозойского орогена в Северной Атлантике до дрейфа Евроафриканского блока (по Ж. Барду, Р. Капдевила, Ф. Матту).

1—7 — Каледоно-Аппалачский ороген: 1 — складчатость позднего кембрия — начала ордовика (470—480 млн. лет), 2 — складчатость позднего силура (таконская) (430—450 млн. лет), 3 — таконские клиппы, 4 — среднедевонская складчатость (350—380 млн. лет), 5 — послевестфальская складчатость (250 млн. лет), 6 — недеформированный средний карбон, 7 — зона Угарты, посленижестефанские деформации; 8—10 — герцинский ороген Западной Европы: 8 — раннегерцинская складчатость после среднего или верхнего девона и до визе (бретонская); 9 — позднегерцинская складчатость, послевестфальская и достефанская (астурийская); 10 — морские карбонатные отложения с фузулинидами; 11 — зоны лакуи в реконструкции Э. Булларда, существенно измененной в отношении Иберийского п-ова. Стрелки указывают направление опрокидывания слоев

Еще более интенсивные движения — складчатость и даже надвиги произошли в Магрибе на рубеже девона и карбона и, во всяком случае, перед визе. К этому времени относится новый подъем массива Рехамна, начавшийся еще в девоне. Затем последовала визейская трансгрессия, начавшаяся с накопления конгломератов, порой мощных и грубых, с галькой явно тектонизированных пород (Termier et Termier, 1972). В остальном визейские отложения выражены в основном в фации кульма, часто флишоидной, но с участием рифогенных известняков и, в Восточном Марокко мощных вулканитов андезит-риолитового состава и кремней. В верхах снова появляются олистостромы. Визе мощностью до 2 км и более в общем согласно сменяется намяром примерно того же состава мощностью до 1 км. Новое значительное усиление деформаций наблюдается с конца намяра — начала вестфала, сопровождаемая внедрением первых герцинских гранитоидов, которые, впрочем, вероятно, составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию с визе-намярскими вулканитами.

К этому же времени, т. е. к рубежу намяр — вестфал, относится начало общего осушения будущего Магриба, завершившегося к концу вестфала, когда на этой территории осадконакопление сосредоточилось лишь в небольших остаточных впадинах Эз-Зилига и Джерады, где отложилась лимническая угленосная нижняя моласса. Одновременно у южного края Магриб-

ской системы герцинид сформировался угленосный бассейн Колон-Бешар-Кенадза, относящийся уже к категории передовых прогибов, поскольку он расположен на краю Африканской платформы. Довольно интенсивные движения продолжались в течение всего намюра и вестфала (по существу, они начались еще в конце девона), сопровождаясь внедрением силлов, даек и излияниями базальтов. Они достигли кульминации в конце вестфала и стефана, т. е. в рудногорскую — астурийскую фазы; в это время произошли наиболее резкие деформации палеозойского комплекса и внедрение нового комплекса гранитоидов, образующих, в частности, кольцевые плутоны, и сопровождающегося интенсивным контактовым метаморфизмом и оловянно-вольфрамовой минерализацией.

Наиболее поздней формацией герцинского Магриба является красноцветная верхняя моласса, накопление которой началось местами еще в стефане или даже верхнем вестфале, но достигло максимума в ранней перми (отене). Моласса эта залегает резко несогласно на всех более древних отложениях, но, в свою очередь, испытала германотипные деформации в заальскую фазу. Она выполняет небольшие внутренние впадины и имеет местами значительную (более 2 км) мощность, кое-где с ней связаны андезиты.

Залегающая выше с несогласием красноцветная же формация средней и верхней перми и триаса, начинающаяся конгломератами и заканчивающаяся эвалоритами, знаменует уже переход к платформенным условиям. Это в особенности подчеркивается массовыми, очевидно, трещинными излияниями платобазальтов в самом конце триаса.

Складчатая структура герцинид Магриба еще не расшифрована в достаточной степени, но уже можно отметить, что она характеризуется значительной напряженностью. В последние годы появляется все больше данных о крупных надвиговых перемещениях. Докарбоновые и особенно додевонские отложения затронуты кливажем и региональным метаморфизмом, от очень слабого до дистеновой субфации амфиболитовой фации. К концу палеозоя относятся, как и во всей Мезоевропе, сдвиговые смещения по системе широтных разломов (Arthaud et Mattauer, 1972).

5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Предполагается, что Средиземноморский пояс возник, как и Атлантический, представленный Брито-Скандинавскими каледонидами, в конце докембрия, на древнем континентальном субстрате, предварительно интенсивно активизированном (ремобилизованном) в гренвильско-дальсландскую эпоху в интервале 1000—850 млн. лет. Первоначально, в позднем докембрии и раннем палеозое Средиземноморский пояс являлся лишь побочной восточной ветвью Атлантического (см. рис. 42) и лишь после замыкания северной части этого пояса в процессе каледонского тектогенеза превратился в продолжение его основного ствола, проходившего через Аппалачскую систему Северной Америки. Ограничиваясь здесь в основном той частью Средиземноморского пояса, которая не подверглась регенерации в мезозое, т. е. Мезоевропой Г. Штилле, мы вынуждены будем все же касаться событий, происходивших уже в пределах Неоевропы и зарегистрированных в выступлениях ее домезозойского основания.

Добайкальская история. Относительно уверенное восстановление тектонической истории Мезоевропы возможно лишь начиная с рубежа около 850 млн. лет, т. е. с начала байкальского этапа ее развития. Более ранняя история остается пока во многом загадочной и мы можем здесь опереться лишь на отдельные, фрагментарные данные. Эти данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере, северная периферия Палеотетиса возникла на раздробленном континентальном основании, первоначально входившем

в состав Восточно-Европейского кратона. Две глыбы этого основания сохранились до наших дней — одна в северной части Армориканского массива — Домнонея, или Нормандский массив, включающий север Бретани и п-ова Котантен и Англо-Нормандские острова, — и другая в южной части Мизийской плиты. В пределах первого из этих массивов развиты гнейсы и мигматиты пентеврия с возрастом 2500—2000 млн. лет, местами омоложенным до 1300—1000 млн. лет, в пределах второй скважина близ Констанцы вскрыла джеспилиты и кристаллические сланцы с возрастом около 1700 млн. лет. По геологическим данным существование добайкальского гнейсово-сланцевого основания в альпийском поясе наиболее вероятно в Южных Карпатах, а в Восточных Альпах, в районе Этцтала аналог того же комплекса дали радиометрический возраст порядка 1000 млн. лет. В более юго-восточных районах альпийского пояса добайкальский возраст имеет, очевидно, кристаллический комплекс Родопского, Пелагонийского, Мендересского и некоторых других массивов, но эти массивы уже весьма тесно связаны с Африканским кратоном.

Еще одна полоса возможных выступов добайкальского фундамента простирается через центральную часть Среднеевропейских герцинид; это известная зона Центральных поднятий, Молданубская, по Ф. Космату, включающая южную часть Армориканского массива, Арвернского ядра Центрального Французского массива, южные части Вогез и Шварцвальда, «гранулитовое» ядро Богемского массива и его погребенное под Верхнесилезским бассейном и Северными Карпатами продолжение. Аналоги этого же комплекса устанавливаются в ядрах гранито-гнейсовых куполов и валов Саксотюрингской зоны (Гранулитовые горы и др.). В качестве добайкальского здесь обычно выделяется комплекс глубоко метаморфизованных, до гранулитовой фации включительно осадочно-вулканогенных пород (особенно характерны лептиниты, возникшие по кислым вулканитам спилитокератофировой формации). Отсутствие радиометрических датировок, древнее 600—650 млн. лет, и четкого несогласного налегания на этот комплекс заведомо позднекембрийского, байкальского комплекса, а также их общая с последним метаморфическая зональность с отсутствием скачка в метаморфизме приводят многих исследователей к выводу, что данный комплекс не имеет самостоятельного стратиграфического значения, а представляет лишь более глубоко метаморфизованную центральную часть байкальского (кадомского, ассинтского) орогена. Однако косвенные данные свидетельствуют скорее в пользу самостоятельности этого «молданубского» комплекса и о том, что он не может быть моложе 1000—800 млн. лет. По своему первичному составу молданубикум представляет достаточно типичный эвгеосинклинальный комплекс, включающий гипербазиты и, следовательно, возникший на коре океанического типа. Однако истинное время накопления данного комплекса остается точно не известным — он может являться эвгеосинклинальным аналогом эпиконтинентальных образований дальсландия и овруча юго-западной окраины Восточно-Европейского кратона или иметь значительно более древний, ранне- или среднепротерозойский возраст, представляя аналог свекофенно-карельских образований Балтийского щита, прошедших затем дальсландскую переработку.

Оба варианта в настоящее время примерно одинаково вероятны; если принять первый из них, то из него будут следовать два важных положения — во-первых, о возникновении европейской части Средиземноморского пояса (Палеотетиса) не позднее начала среднего рифея, с осью, вероятно, протягивавшейся через Молданубскую зону, и, во-вторых, об образовании к началу или середине позднего рифея довольно мощного складчатого сооружения, составившего позднее ось Среднеевропейских герцинид. Принятие второго варианта — наличия полосы выступов раннекембрийского основания, переработанного в дальсландскую (гренильскую) эпоху, должно

иметь своим следствием допущение, что эта полоса явилась «центром кристаллизации» будущего байкальского, а затем и герцинского орогена. Наконец, отрицание добайкальского и признание байкальского возраста молданубского комплекса заставило бы считать его осевой, наиболее глубоко метаморфизованной частью байкальского орогена, затем унаследованно развивавшейся в каледонском и герцинском циклах. Заметим, что в любом случае Молданубская зона выступает в качестве зоны длительных воздыманий, многократного метаморфизма и гранитизации и, следовательно, высокого теплового потока на протяжении сотен миллионов лет. Основной вопрос сводится к тому, когда она в этом качестве зародилась — в добайкальское или познебайкальское время.

Байкальский этап (вторая половина позднего рифея — венд — начало кембрия). Об этом этапе у нас уже имеется значительно более полное представление, благодаря развитию на многих участках Западной и Средней Европы осадочно-вулканогенных толщ, уверенно относимых по возрасту к интервалу времени от середины позднего рифея до начала кембрия. Сюда относится, прежде всего, бриовер Армориканского массива, его аналоги в Иберийской Месете («серия негра», алкудий), альгонк Богемского массива и его аналоги в Саксотюрингской зоне и Западных Судетах, нижняя часть разреза Брантантского массива, очевидно, верхи арвернского и низы рутонолимузенского комплексов Центрального Французского массива, толща «зеленых сланцев» Предкарпатья и Добруджи. Все это многокилометровые (называются мощности до 10—15 км) толщи заведомо геосинклинальных образований, первично в основном вулканогенно-терригенных, нередко с участием силицитов, интенсивно складчатые, метаморфизованные в зеленосланцевой, реже (обычно вблизи участков интенсивной гранитизации) амфиболитовой фации¹. Зональность байкальского метаморфизма, обычно замаскированного герцинским, лучше всего выяснена на примере Богемского массива (Vejnag, 1971). Складчатость и метаморфизм сопровождалась гранитообразованием; наиболее достоверные примеры байкальских гранитоидов с возрастом 580—550 млн. лет известны в Армориканском и Богемском массивах.

В пределах этих двух массивов — в Северной Арморике и Железных горах Чехии — устанавливается, что деформация байкальского комплекса протекала в две фазы — первая из них на уровне 650—600 млн. лет (вероятно, ближе к первой цифре — В. Х.), соответственно названная домнонейской, или железногорской, предшествовала отложению тиллитов (или тиллоидов), т. е. являлась, очевидно, предвендской; ей уже сопутствовал, по крайней мере в Северной Арморике, достаточно ощутимый региональный метаморфизм. Вторая фаза (лигерийская в Арморике) предшествует кембрию, а, возможно, и позднему венду; она была наиболее распространенной, и именно к ней относится внедрение гранитоидов. Движения этой фазы сопровождались довольно значительными поднятиями, чем отчасти объясняется ограниченное распространение кембрия, в частности нижнего кембрия в Мезоевропе, молассоидный, лагунно-континентальный характер нижнекембрийских (и верхневендских?) образований в Арморике, проявления типично субсеквентного, также в значительной мере наземного кислого, отчасти среднего, вулканизма в подошве кембрия в Иберийской Месете на юге Арморики и Центрального массива, аналогичный, но более ограниченный по площади среднекембрийский вулканизм восточной части Армориканского массива. Вместе с тем в некоторых районах эта фаза тектоно-магматической активности практически не ощущалась, и венд с нижним кембрием составляют единую и непрерывную терригенную серию (девиллий и низы ревиллия Брананта — Арденн, зокембрий — нижний кембрий Малопольского массива и т. п.).

¹ Породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, мы здесь условно считаем более древними.

Осевая зона байкальской геосинклинали Западной и Средней Европы проходила через центральную часть Иберийской Месеты, Южную Арморикку, северную часть Центрального массива, Вогез, Шварцвальда и Богемского массива и далее в Западные Судеты, достаточно близко совпадая с «Молданубской осью» герцинского орогена Мезоевропы; является ли это совпадение первичным или вторичным (тектоническое сближение), сказать в настоящее время трудно. Приуроченность к низам и средней части байкальского комплекса типичных пород офиолитовой ассоциации, включая ультрабазиты, показывает, что байкальская геосинклиналь заложилась на коре океанического типа. Это океаническое пространство разделило Европейский и Африканский кратоны, которые первоначально могли представлять единое целое. В настоящее время не вполне ясно, существовали или не существовали в промежутке между двумя основными континентальными плитами отдельные микроконтиненты (срединные массивы). Наиболее вероятным представителем таких микроконтинентов может быть Альпийско-Карпатский, в тылу современной Альпийско-Карпатской дуги и центром в Паннонии, менее вероятным — Молданубский.

К северу от осевой зоны байкальской геосинклинальной системы четко вырисовывается Нормандский древний массив, отделявший Среднеевропейскую систему от одновозрастной ей Северо-Атлантической (Желтской), достигавшей на юге Уэльса. В начале бриовера он был опоясан с юга вулканической дугой (Ж. Конье). Нормандский массив мог бы рассматриваться на данном этапе в качестве юго-западного выступа Восточно-Европейского кратона, если бы не одно обстоятельство.

Как указывалось выше, вдоль южного побережья Корнуолла протягивается офиолитовый пояс, породы которого надвинуты с юга на неметаморфизованный в отличие от них девон. Этот разрыв простирается на восток, по геофизическим данным, через Ла-Манш севернее п-ова Котантен, относящегося к Нормандскому массиву. Так как Нормандский массив в герцинской структуре выступает как западное продолжение Среднегерманского поднятия, то Южно-Корнуэльский офиолитовый пояс надо связывать с южным ограничением Реногерцинской зоны. Он не мог возникнуть в девоне, ибо в период позднекаледонского тектогенеза западная часть Реногерцинской зоны входила в Палеоевропу. Следовательно, этот пояс древнее; по общим соображениям, представляется наиболее вероятным, что породившая его офиолитовая ассоциация океанического типа имеет вендско-раннекембрийский возраст и, следовательно, к этому времени относится отделение Нормандского массива от основного тела Эоевропейского кратона.

Аналогичная зона с вендско-раннекембрийской корой океанического типа более уверенно намечается в пределах будущей Неоевропы, на пространстве от Восточных Альп до восточной части Балканского полуострова (и Кавказа), по распространению известной диабазо-филлитовой формации и ее аналогов. Первичный разрез офиолитовой ассоциации лучше всего сохранился в этой полосе на румынской стороне Железных Ворот Дуная (серия Корбу и подстилающие ее базиты и ультрабазиты).

Если все эти сопоставления правильны, то становление и подъем байкальского орогена Западной и Средней Европы сопровождалось заложением по обе его стороны новых эвгеосинклинальных трогов, продолжавших свое развитие в палеозое.

Не только ранний, но и средний и поздний кембрий в пределах Мезо- и Неоевропы по характеру своего тектонического режима еще отчетливо связаны с байкальским тектогенезом и его «афтершоками» — двумя фазами активизации эндогенных процессов, проявившимися в конце среднего кембрия после трансгрессии, превзошедшей раннекембрийскую, и в конце кембрия — начале ордовика. Эти фазы наложены одна на другую на юге Сардинии, в области Иглезиенте, по которой Г. Штилле и установил сард-

скую (сардинскую) орогеническую фазу, оказавшуюся эквивалентной фазе, ранее выделенной в Южной Сибири под названием салаирской и здесь заведомо не одноактной. Наиболее важное значение имели, видимо, события в конце кембрия — начале ордовика. С ними связано почти повсеместное отсутствие верхнего кембрия (кроме нижних горизонтов) и нередко также тремадокского яруса ордовика и трансгрессивное и часто несогласное залегание тремадока или, чаще, аренига, на огромных пространствах выраженного характернейшей фацией армориканских кварцито-песчаников, известных помимо самого Армориканского массива в Центральном массиве, Иберийской Месете, и в виде аналогов в Саксотюрингской зоне, где мощность нижнеордовикских песчаников местами весьма значительна (1,5 км), а также в Уэльсе, т. е. уже в области каледонид. Несогласное залегание ордовика проявилось на востоке вплоть до Свентокшиских гор, где Я. Самсонович выделил в свое время сандомирскую тектоническую фазу, отвечающую позднесалаирской и позднесардской. Только в наиболее глубоких участках геосинклинальной системы накопление морских осадков шло непрерывно на протяжении всего кембрия. К таким районам принадлежали периферические зоны Иберийской Месеты и Монтань-Нуар (Черная гора) к югу от Центрального массива.

При всем этом предордовикские движения не сопровождались значительной деформацией слоев и их метаморфизмом; скорее это были плавные поднятия волнового типа и (или) пологие складчатые изгибы. Тем не менее в ряде районов (Армориканский и Центральный массивы, Иберийская Месета) обнаружены интрузии гранитоидов («анорогенные») данного возраста, а в некоторых других радиометрические датировки порядка 500 млн. лет указывают на подъем геозотерм. Такие датировки получены и для некоторых районов Ноевропы, где местами, например на Балканах, установлено и несогласное залегание ордовика.

Каледонский геосинклинальный этап (венд — силура). На большей части рассматриваемой здесь площади каледонский этап не выделяется как самостоятельный, и с начала ордовика начинается этап погружений, длящийся до раннего карбона включительно и правильнее всего обозначаемый как герцинский. Исключение следует, однако, сделать для полосы, включающей Юго-Восточную Англию, Брабантский массив и Арденны, а восточнее для зоны, протягивающейся от о-ва Рюген до Юго-Восточной Польши и, возможно, Северной Добруджи, где позднекаледонские движения в конце силура — начале девона были достаточно интенсивными и привели к полной консолидации и установлению платформенного режима. Обе эти полосы (они возможно соединялись) простирались по южной периферии Восточно-Европейского кратона и нараставшей его зоны байкальской складчатости и развивались на ранее сформированной континентальной коре, причем вторая из зон могла иметь (см. гл. V) интракратонный характер. В течение венда—силура они служили областью накопления терригенных, в основном пелитовых (граптолитовые сланцы) осадков, представляя, скорее всего, осадки внешней части шельфа и континентального склона. Местами отмечаются прослои вулканитов среднего и кислого состава. Мощности измеряются тысячами метров; перерывы наблюдаются кое-где в середине кембрия, низах и верхах ордовика. Складчатость венда — силура — от умеренной до изоклиальной; вергентность в Брабанте и Арденнах северная, метаморфизм слабый, обычно до филлитовой ступени, проявления гранитоидного магматизма незначительны. Основное несогласие, отделяющее эту миогеосинклинальную серию от молассового или, вернее, молассоидного комплекса, проходит, по крайней мере на востоке, уже в нижнем девоне, а возраст моласс (молассоидов) — верхи нижнего — средний девон.

В разрезе Среднеевропейских каледонид перерывы и несогласия наблюдаются в середине кембрия (Брабант), в конце кембрия — начале ордовика

и в конце ордовика. По мнению Ж. Ватерло, поднятие и складчатость в Высоких Арденнах возникли уже в результате предкарадокских, т. е. таконских движений. В общем процесс складко- и горообразования распространялся с юга на север, что позволяло бы ожидать дальнейшего увеличения его интенсивности к югу. В действительности к югу, юго-западу и юго-востоку от Арденн каледонские деформации довольно быстро затухают и в осевых частях Реногерцинской и Саксотюрингской зон практически не проявлены, однако на севере Армориканского массива, в зоне Среднегерманского порога, а также южнее, в Молданубской зоне и на ее западном продолжении, и еще южнее, в Монтань-Нуар и Пиренеях, их роль снова становится достаточно заметной. В Армориканском массиве известны гранитоиды возрастом 455—420 млн. лет. В Пиренеях и Центральном массиве региональный метаморфизм затрагивает отложения до среднеордовикских включительно, а выше, под карадоком, наблюдается скачок метаморфизма.

Герцинский геосинклинальный этап (ордовик — ранний карбон). Осевая зона Среднеевропейской геосинклинальной системы следовала в ордовике и силуре через Центральную Арморику и далее собственно Саксотюрингскую зону и Западные Судеты. Ее продолжение по ту сторону Бискайского залива намечается на юго-западе в Иберийской Месете, в Центрально-Иберийской (Алкудийской) зоне. К югу от зоны Центральных поднятий намечается другая полоса устойчивых погружений; ей принадлежат Северо-Иберийская (Астурийская) зона в Месете, Пиренеи и Монтань-Нуар. Литологически в этих прогибах преобладают отложения сланцевой (аспидной) формации; им подчинены пачки кварцито-песчаников и прослои силицитов. Некоторым развитием пользуются вулканиты спилито-диабазового, значительно реже кератофирового типа. Мощность отложений измеряется сотнями, а местами лишь десятками метров. Достаточно очевидно, что это были глубоководные бассейны с некомпенсированным погружением, но прямые доказательства их расположения на океанической коре отсутствуют, поскольку нет полного набора пород офиолитовой ассоциации. Наиболее вероятно, что бассейны эти подстилалась утоненной континентальной корой, разбитой разломами, по которым поднималась из мантии основная магма.

Фаза наиболее активного геосинклинального развития герцинских геосинклиналей Мезоевропы наступила в девоне. В северном обрамлении Среднеевропейской геосинклинали море постепенно заняло южную периферию, области каледонской суши и (или) накопления древнего красного песчаника (Олд Реда); к позднему девону этот процесс закончился. Для северной периферии геосинклинали характерными являются рифовые фации среднего и верхнего девона. Полоса максимального погружения перемещается в девоне из Саксотюрингской зоны в Реногерцинскую; при сохранении той же сланцево-диабазовой ассоциации, что и в ордовике — силуре, мощности отложений достигают в отдельных «овалах погружения» огромных значений до 10—12 км. Это, очевидно, свидетельствует не только о соответствующем прогибании, тем более что осадки являются в основном глубоководными, но и о значительном поступлении тонкообломочного материала. Источником материала могла быть как Центральная, Молданубская зона поднятий, так и северный, платформенный континент, а также Среднегерманская геантиклиналь. Реногерцинская зона продолжается в северо-западном направлении в Юго-Западную Англию и Ирландию, где с севера на юг происходит отчетливый переход от прибрежных, паралических фаций на краю каледонского континента к мелководным и далее глубоководным фациям и где наблюдается несогласное срезание каледонских структур герцинскими. Саксотюрингская зона предположительно протягивается от Центральной Арморики в Центрально-Иберийскую зону. Южно-Европейская геосинклинальная система типично представлена лишь в Моравосилезской зоне к юго-востоку от Богемского массива, где девон выражен сланцево-

граувакково-диабазовой ассоциацией, аналогичной рейнской. В юго-западном направлении происходит явное вырождение трога — мощности уменьшаются, сланцы и граувакки замещаются известняками. Шельфовый карбонатный тип разреза характеризует и западное продолжение данной системы — Монтань-Нуар, Пиренеи (с D_2), Астурию. В самих Реногерцинской и Саксотюрингской зонах в течение девона усиливается тектоническая дифференциация, и на относительно воздымающихся участках накапливаются не сланцевые, типично «рейнские» литофации, а известняковые, нередко биостромовые или биогермные «герцинские» (Реногерциникум) или «баварские» (Саксотюрингикум). Фации последнего типа характерны и для периферических зон Иберийской Месеты — Кантабрийской, Южно-Португальской (Puschmann, 1968). Любопытно, что ни в Средне-, ни в Южно-Европейской геосинклинальных системах не нашли заметного отзвука движения в конце среднего — начале позднего девона, столь отчетливо проявленные в Британских каледонидах и в Северных Аппалачах. Определенное исключение составляют лишь Саксотюрингская зона («рейсская фаза» Г. Р. фон Гернера), а также Марокканская Месета.

Граница девона и карбона составляет очень важный рубеж в истории Средне- и Южно-Европейских герцинид, отвечающий началу активной деформации, поднятий и гранитообразования. Эта так называемая б р е т о н с к а я ф а з а тектогенеза наиболее интенсивно проявилась в Центральноевропейской зоне поднятий, от Южной Арморики и Центрального массива до Богемского массива и Западных Судет, а также на продолжении этой зоны в Иберийской и Марокканской Месетах. Перерыв в осадконакоплении нередко охватывает полностью или частично верхний девон и турнейский ярус нижнего карбона, т. е. несогласие оказывается предвизейским. В Иберийской Месете допускается образование в эту фазу основной складчатости центральных зон. В Южной Арморике, по мнению Ж. Конье, в бретонскую фазу начались ремобилизация и анатексис кадомского (байкальского) субстрата с образованием мигматитов и первых герцинских гранитоидов. Радиометрические датировки показывают, что аналогичным образом этот процесс протекал и в соседнем Центральном массиве, везде в сопровождении регионального метаморфизма.

Бретонские воздымания привели к значительному усилению приноса обломочного материала в бассейны по обе стороны Центральной зоны поднятий. Терригенные отложения динанта известны в Западной и Центральной Европе под названием к у л ь м а. Непосредственно по периферии Центральной геосинклинали кульма представлен мелководно-прибрежными, грубо- и крупнообломочными осадками, нередко с растительным детритусом, местами с пачками органогенных, отчасти рифовых известняков и нередко в переслаивании со средними и кислыми вулканитами. По существу это уже образования молассового типа, как правильно отметил Ж. Обуэн.

Существенно иной характер отложения кульма обнаруживают в более периферических зонах Среднеевропейского герцинского орогена, где проявления бретонского тектогенеза практически отсутствуют, в особенности в Реногерцинской зоне. Здесь это по-прежнему глубокоководные осадки с преобладанием темных глинистых сланцев, но с прослоями и пачками граувакковых песчаников, нередко с градационной текстурой, т. е. турбидитов, что придает этой формации значительное сходство с флишем. Встречаются тонкие прослои или линзы известняков и кремней. Местами, наиболее широко в восточном Гарце и южной Португалии развиты олистростромы, являющиеся отзвуком бретонских деформаций во внутренних зонах орогена. С данным типом кульма также ассоциируют вулканиты, но они не отличимы от девонских вулканитов и, подобно последним принадлежат спилито-диабаз-кератофировой формации. Мощный вулканический пояс, сложенный породами той же формации, существовал в динанте на границе между испы-

тавшим бретонскую складчатость Центрально-Иберийским блоком и Южно-Португальским прогибом, в котором мощность кульма превышает 5 км. С этим вулканическим поясом связаны уникальные колчеданные месторождения района Рио-Тинто в Испании. В Среднеевропейской геосинклинали, в частности, в Реногерцинской и Моравосилезской зонах, а также на отдельных участках Саксотюрингской зоны мощность кульма местами тоже весьма значительна, порядка 3—3,5 км и более¹. Полоса максимальных мощностей кульма в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах обнаруживает отчетливое смещение к северу и приурочивается к Динантскому синклинорию.

За накоплением кульма последовала вторая, главная, фаза герцинского тектогенеза — судетская фаза. Она отмечает конец собственно геосинклинального развития Европейских герцинид и начинается орогенный этап их эволюции. Судетскую фазу обычно приурочивают к границе визе и намюра, с которой в Западной Европе совмещают границу нижнего и верхнего карбона (принимая двучленное деление этой системы). Но в Иберо-Армориканской дуге, да и в Арденнах основные движения произошли не перед, а после намюра, а в ряде районов, очевидно, в течение намюра. Эта фаза немецкими геологами иногда выделяется самостоятельно, под названием рудного рского.

Судетские деформации завершили преобразование Среднеевропейской геосинклинали и ее иберийского продолжения в складчатую систему; одновременно с ними достигли кульминации процессы регионального метаморфизма и гранитизации. По масштабу гранитообразования Европейские герциниды превосходят большинство других складчатых систем мира.

Исследователи Армориканского и Центрального массивов (Cogné, в *Geologie de la France*, 1974; Didier et al., 1973), а также Пиреней (Autgan et Guillot, 1975) различают среди герцинских (в основном судетских) гранитов два принципиально различных типа: известково-щелочные гранитоиды (гранодиориты и др.), обычно с биотитом, и щелочные или субщелочные гранитоиды, обычно со светлой слюдой, так называемые лейкограниты. Первые нередко ассоциируются с динантскими вулканитами и комагматичны с ними; они содержат включения основных пород и дают резкие интрузивные контакты с вмещающими отложениями. Лейкограниты тяготеют к зонам крупных разрывов и отчетливо вытянуты вдоль них; они связаны на периферии с мигматитами и явно представляют продукт анатексиса более древнего метаморфического субстрата. В Иберийской Месете различают (Capdevila et al., 1973) примерно те же разновидности, но считают известково-щелочные гранитоиды в основном посттектоническими, рассматривая их как продукт плавления нижней части коры и подкорового материала, возможно, над зоной Беньофа (см. ниже). В Иберийской Месете эти гранитоиды распространены в основном на периферии орогена; в центральной его части зона плавления, очевидно, поднималась выше, с чем и связано появление лейкогранитов.

Герцинский орогенный этап (поздний палеозой). С судетской фазы и, следовательно, с конца намюра — начала вестфала начинается орогенный этап развития герцинской Европы. Практически вся область интенсивных палеозойских погружений испытала поднятие, за исключением мелких остаточных впадин. По периферии прежних геосинклинальных систем возникли передовые прогибы, наиболее протяженный из которых простирается из Южной Англии от Южного Уэльса и Кента через Па-де-Кале в Северную Францию и далее в Бельгию и ФРГ. Это знаменитый «угольный канал» Европы, восточным (видимым) окончанием которого является Рурский бассейн. Далее к востоку, под покровом платформенных осадков этот прогиб вырождается, видимо, на оси поперечных поднятий, идущих от Балтийского

¹ Для небольшой Внутрисудетской впадины указываются значения в 6—8 км (1).

щита на Богемский массив, но снова появляется в виде Верхнесилезского бассейна. К числу крупнейших межгорных прогибов, сложенных на более древних срединных массивах или геантиклиналях, относятся Астурийский и Саарско-Гессенский. Более мелкие внутренние впадины обычно приурочены к разломам, часто поперечным, которые в Центральной (Молданубской) зоне стали развиваться начиная со стефана.

Обращает на себя внимание достаточно строгая синхронность движений рассматриваемого этапа развития Европейских герцинид, приведшая к закономерной смене формаций во времени: угленосная, паралическая («угольный канал» Северо-Западной Европы, Астурия, Верхняя Силезия) или лимническая (мелкие внутренние впадины) формация вестфала (\pm намюр С), красноцветная, сравнительно тонкообломочная, также частично угленосная, формация стефана (\pm вестфал D); более грубообломочная красноцветная¹, с участием субсеквентных вулканитов формация нижней перми (отен-саксоний).

На двух уровнях в пределах этого хроноформационного ряда наблюдается значительное оживление тектонических движений: в конце вестфала — начале стефана, это астурийская фаза герцинского тектогенеза и на границе отена и саксония (нижней и средней перми западноевропейской номенклатуры) — заальская фаза герцинского тектогенеза. В некоторых районах особая фаза движений проявилась на границе карбона (стефана) и перми (отена).

В астурийскую фазу (эпоху) в ряде районов еще продолжались интенсивные складчато-надвиговые деформации. Именно в эту фазу была сформирована складчато-надвиговая структура зоны передовых прогибов «угольного канала» (=Субварисской зоне) и покровно-чешуйчатая структура западной и южной окраин Астурийского бассейна. В основном в эту же фазу было сформировано герцинское сооружение Пиренеев. К астурийской фазе относятся и становление последних крупных плутонов герцинских гранитоидов — оловоносных — Корнубийского батолита в Юго-Западной Англии, Брокенского и Рамбергского плутонов в Гарце, Рудногорского батолита в Саксонии и др. Местами гранитообразование продолжалось до начала перми.

С астурийской фазы начинается один из заключительных актов герцинского тектогенеза — образование крупных сдвигов, сначала левосторонних субширотных, в частности Южно-Армориканской зоны смятия и предполагаемого сдвига Иберийской Месеты относительно остальной Мезоевропы, а затем меридиональных, также левых, вроде угольной «борозды» Центрального массива и Босковицкой и Бланицкой «борозд» Богемского массива, и диагональных (северо-западных и северо-восточных), отчетливо выраженных как в Месете, так и в Арморике, в Центральном и Богемском массивах, т. е. преимущественно во внутренних зонах орогена, испытавших наибольшую консолидацию, и вместе с тем с наименее глубоким залеганием астеносферы в силу повышенного теплового потока. Вдоль этих разломов местами возникли узкие грабены и полуграбены (последние особенно характерны), заполненные грубообломочными, но вместе с тем угленосными и достигающими большой (до 4—5 км) мощности осадками стефана—отена, а местами и саксония. Распределение фаций осадков по площади и по вертикали указывает на эпизодические конседиментационные подвижки по разломам.

Значение заальских движений оказывается уже резко подчиненным — с ними связаны последние деформации молассового выполнения передовых и межгорных прогибов и внутренних впадин, впрочем доходящие местами до небольших шарьяжей. Отложения саксония уже повсеместно залегают субгоризонтально или деформированы вместе с вышележащим мезозоем.

¹ В низах она может быть еще сероцветной, как и стефанская.

каким образом, относясь по своей формационной природе к верхней молассе, по характеру залегания они уже близки к эпигерцинскому чехлу. Последнее обстоятельство подчеркивается также согласным переходом от саксония Т тюрингию (цехштейну).

6. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ И ПРОБЛЕМЫ

Палеозойская складчатая область, возникшая в западной части Средиземноморского пояса, простирается в настоящее время от Атлантического побережья Северной Африки и Европы до Черного моря. На юге она частично перекрыта более молодой альпийской складчатой областью, в процессе формирования которой более древние элементы были переработаны и перемещены, вероятно, достаточно существенно, относительно своего первоначального положения. На альпийском этапе развития, в мезозое область проявления геосинклинального процесса довольно резко сместилась к югу относительно своего положения в палеозое и оказалась наложенной на северную периферию Африкано-Аравийской платформы. Это «первичное» наложение было значительно усилено в конце этапа «вторичным» тектоническим наложением, связанным с шарьированием альпийских геосинклинальных комплексов к югу, особенно заметным к востоку от Адриатики. Все это привело к тому, что первоначальная южная граница палеозойской геосинклинали здесь проходит ныне внутри альпийского пояса. Тем не менее можно попытаться наметить ее контур, который должен простирается к югу от Карнийских Альп, между Внутренними и Внешними зонами Динарид и Эллинид и далее севернее Мендересского и Киршехирского массивов в Анатолии. Западнее Южных Альп граница эта должна уходить в пределы Апеннинского полуострова, таким образом, чтобы его адриатическое побережье относилось к выступу Африканского кратона, а район Калабрии и Сицилии — к герцинскому геосинклинальному поясу. Отсюда интересующая нас граница протягивается, очевидно, в район Магриба и, по крайней мере, на западе совпадает с Южно-Атласским разломом, к югу от которого от Анти-Атласа к Мавритании прослеживается уже полоса смятого герцинскими деформациями платформенного чехла Африканского кратона. Срединный массив, вырисовывающийся в северной части Иберийского полуострова, в полосе от Астурии до устья Эбро, вероятно, является отторженцем Африканского кратона, огибаемым Иbero-Армориканской дугой. Другие глыбы подобного рода, но уже связанные своим происхождением с Восточно-Европейским кратоном, расположены севернее и восточнее, — это Нормандская, Вислянская, Мизийская и, возможно, Богемская и более мелкие центрально-европейские глыбы.

На востоке контур палеозойской геосинклинали следует вдоль линеймента, параллельного краю Восточно-Европейского кратона — линии Тейсейра—Торнквиста, и отделяется от нее полосой складчатого рифея. Севернее широты Берлина граница геосинклинали простирается в широтном направлении и примерно в вершине Бристольского залива смыкается с юго-восточной границей раннепалеозойского Атлантического пояса. Отсюда начинается перекрытие этого последнего западным продолжением герцинского Средиземноморского пояса, приводящее, в конце концов, к тому, что на Северо-Американском континенте к югу от широты Нью-Йорка герциниды целиком перекрывают каледониды и геосинклинальный пояс на всю ширину оказывается охваченным герцинской складчатостью.

Таким образом, палеозойский складчатый пояс Мезоевропы (и Магриба) вырисовывается в виде огромной дуги, обращенной выпуклостью к северо-западу с пологим восточным и несколько подвернутым западным флангом и обладающей четко выраженным зональным строением. Самая внешняя

(не считая ее передовых прогибов) зона дуги (Реногерцинская, Южно-Португальская, Марокканской Месеты) характеризуется мощным сланцево-фишевым, местами со спилитами и диабазами, девонско—динантом, направленной к периферии пояса вергентностью, отдельными плутонами гранитоидов. Основная складчатость ее судетская, заключительная — астурийская. Более внутренняя зона (Саксотюрингская, Южно-Иберийская, Высокого Атласа) начала активно развиваться с ордовика, девонские погружения были менее интенсивными, чем в предыдущей зоне, деформации и гранитоидный магматизм начались в бретонскую (частично акадскую) эпоху, завершились в судетскую, тектонический стиль определяется окаймленными гранито-гнейсовыми куполами и валами и расположенными между ними изоклинально складчатыми и кливажированными сланцевыми синклиниями ордовика — девона. В тылу этой зоны, составляющей вместе с предыдущей Среднеевропейскую систему, простирается зона Центральных поднятий (Молданубская, Центрально-Иберийская) герцинского орогена, его положительная ось, сложенная байкальским и более древним (?) метаморфическим комплексом; в течение каледонского и герцинского циклов эта зона переживала многократную тектоническую активизацию, приведшую к полифазному метаморфизму отложений до силурийских включительно, а также обильной насыщенности гранитоидами. Зона испытала акадские, бретонские и судетские деформации; в ее южном крыле развиваются гигантские лежащие складки — покровы пеннинского типа. К югу (на Иберийском полуострове к северо-востоку) зона Центральных поднятий сменяется зоной (Западно-Астурийско-Леонская, Южные Севенны, Монтань-Нуар, Мораво-силезская), которая входит уже в состав Южно-Европейской системы; в ней как бы сочетаются черты Саксотюрингской и Реногерцинской зон Среднеевропейской системы — мощный ордовик — силур и наряду с ним девонско—динант, гранито-гнейсовые купола и валы, тектонические покровы южной вергентности. Наряду с судетскими здесь интенсивно проявлены астурийские деформации и гранитизация. Эта зона частично вовлечена в альпийский ороген (массив Бельдон и смежные Внешние кристаллические массивы Западных Альп, по Ф. Карму—Сарте, 1974).

Более южные зоны герцинского орогена Европы уже целиком участвуют в строении альпийского пояса и могут быть намечены здесь лишь предположительно. Это, во-первых, новая зона выходов древнего, байкальского (салаирского) и добайкальского основания, прослеживающаяся через внутреннюю полосу Внешних массивов Западных Альп, центральную кристаллическую зону Восточных Альп, Татро-Вепориды Западных Карпат, Гетскую зону Южных Карпат. В этой зоне также установлены или вероятны герцинские глубинные покровы пеннинского типа. Во-вторых, это зона неметаморфизованного или слабометаморфизованного сланцево-карбонатного со спилитами и диабазами палеозоя не только нижнего и среднего, но и морского верхнего палеозоя, с заключительными деформациями в конце перми или триаса. Данная зона прослеживается от Карнийских Альп через Центральную Венгрию в горы Бюкк у южного подножия Западных Карпат; дальнейшее ее продолжение на восток и юго-восток пока остается неясным.

Основной вопрос, который волнует в настоящее время исследователей Европейских (и североафриканских) герцинид, — это вопрос о том, что собой представлял этот палеозойский геосинклинальный пояс, на какой коре — континентальной или океанической — он развивался, можно ли его уподобить, скажем, тому океану, который реконструируется на месте каледонид Ньюфаундленда, Британии и Скандинавии?

Ряд исследователей дает на последнюю часть этого вопроса отрицательный ответ. Действительно, в пределах европейских палеозоид имеется значительное число выступов древнего, раннедокембрийского или гренвилево-байкальского сиалического основания, кроме упомянутых крупных масси-

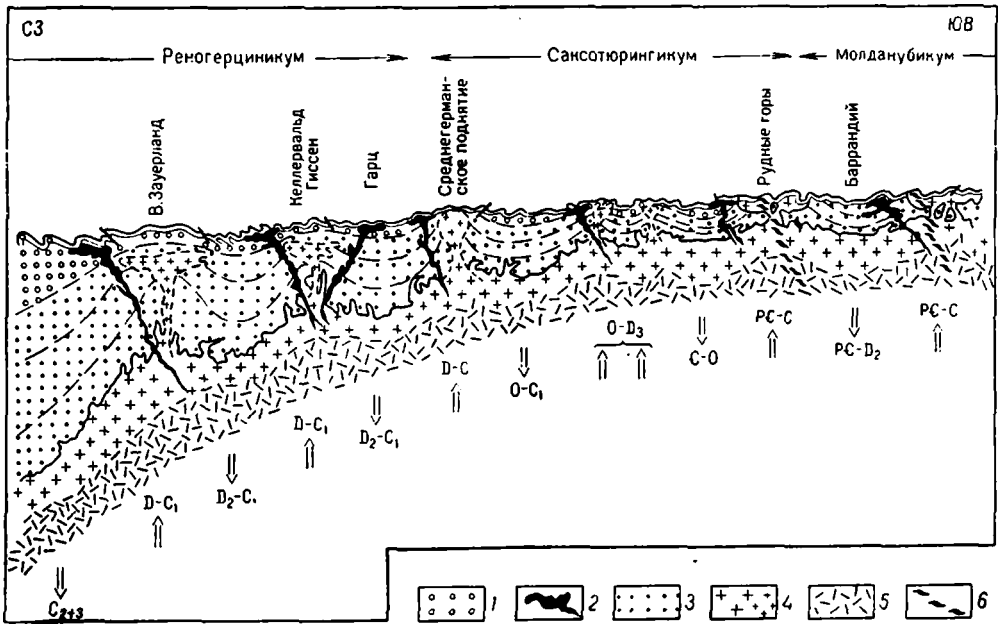


РИС. 43. Схематический профиль через складчатое основание Центральной Европы (по данным В. Кребса и Х. Вахендорфа).

1 — осадочные породы; 2 — спилиты; 3 — регионально-метаморфизованные серии; 4 — граниты; 5 — нижняя часть коры; 6 — ультрабазиты, аклогиты, гранулиты. Вертикальный масштаб преувеличен. Стрелки указывают погружение осадочных прогибов и подъем гранитных ядер в течение геосинклинального осадконакопления и горообразования

вов — Среднегерманское поднятие, вся Молданубская зона, гнейсовые купола Саксотюрингской зоны и Иберийской Месеты, выступы допалеозойского фундамента в Альпах, Карпатах, на Балканах, Рифе, Телле и т. д. Все эти крупные и мелкие выступы оставляют мало места для океанической коры. Энсиалический характер европейских палеозоид подчеркивается необычайно широким развитием гранитоидов при крайней ограниченности проявлений офиолитового магматизма, в противоположность альпидам (Zwart, 1967). Наконец, против предположения о значительной ширине и глубине Палеотетиса говорит принадлежность к единой биогеографической провинции всей области от Британских островов до Марокко так же, как и выдержанность определенных типов фаций (Ager, 1975).

Наиболее стройную модель развития Европейских герцинид, основанную на признании их всецело внутриконтинентального положения и строгом фиксизме, предложили западнонемецкие исследователи В. Кребс и Г. Вахендорф (Krebs & Wachendorf, 1973). В этой модели первостепенное значение придается росту гранито-гнейсовых ядер под влиянием подъема из мантии основной магмы — продукта ее дифференциации и анатексиса коры под воздействием этой магмы. Складчатость и надвиги в осадочных толщах объясняются расталкивающим влиянием этих глубинных диапиров, а также гравитационным соскальзыванием с них осадочного чехла. Различия в тектоническом стиле отдельных зон и возрасте деформаций объясняются разной интенсивностью погружения (рис. 43). Модель Кребса—Вахендорфа построена в полном соответствии с известной теоретической моделью В. В. Белоусова. Заметим сразу, что в этой модели, имеющей свои несомненные достоинства, игнорируется существование в герцинской Европе офиолитовых зон, хотя и не имеющих широкого распространения, а также явно недооценивается

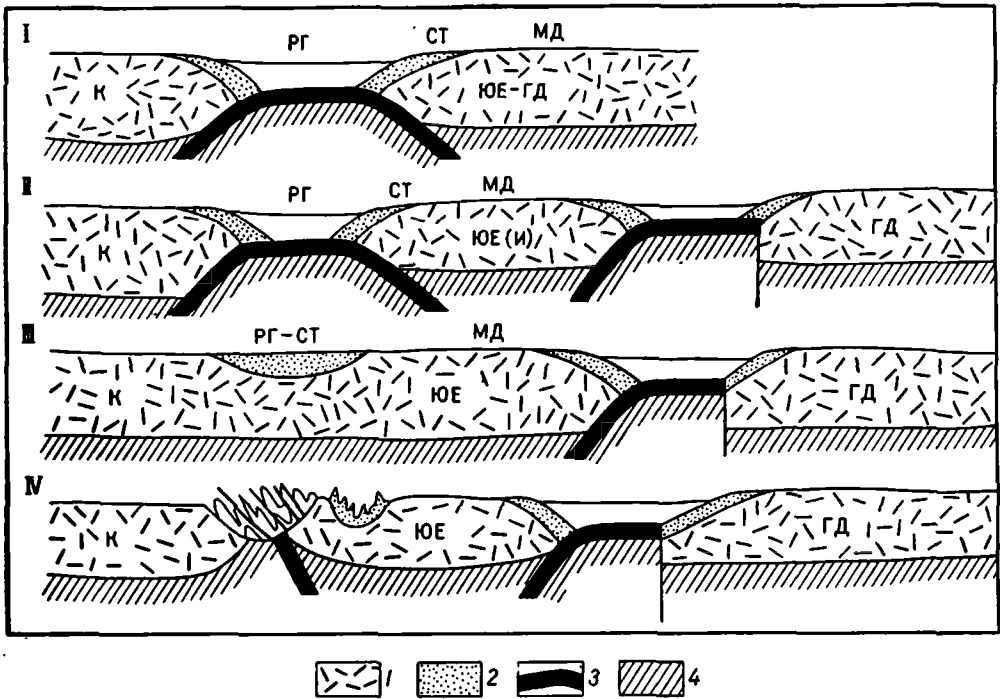


РИС. 44. «Плитно-тектонические» модели герцинид.

I — по К. Ф. Барретту; II — по Р. Лорану и Р. Райдингу; III — по А. Николасу; IV — наиболее вероятная ситуация после судетской (астурийской?) эпохи; до этой эпохи вероятна ситуация I (по Р. Лорану только южная).

1 — плиты континентальной коры; 2 — зона мощного осадконакопления на периферии континентальных плит; 3 — бассейны с океанической корой; 4 — верхняя мантия.

К — каледонский Северо-Европейский континент, ЮЕ (И) — Южно-Европейский (Иберийский) континент; ГД — Гондванский суперконтинент; РГ — внешняя часть Реногерцинской зоны; СТ — Сакс-тюрингская зона; МД — Молдавубская зона

масштаб горизонтального сжатия вследствие недоучета степени проявления шарьяжей.

С 1972 г. начала развиваться противоположная концепция эволюции Европейских герцинид, основанная на идеях «тектоники плит». В этой концепции Западный Палеотетис рисуется в качестве настоящего океана, обладавшего в геосинклинальный период развития корой океанического типа и окаймленного с одной или двух сторон зонами Беньофа с активной субдукцией вдоль них. При этом, однако, вследствие несомненного существования посреди герцинского геосинклинального пояса достаточно протяженной зоны с допалеозойской континентальной корой (Алемано-Богемский остров немецких геологов) сторонники данной концепции вынуждены делать выбор между двумя возможными положениями предпологаемого океанического пространства — к северу или к югу от зоны Централных поднятий Среднеевропейского орогена, соответственно считая эту зону окраинной Лавразии или Гондваны (рис. 44).

В первом случае основное значение придается офиолитовой зоне Лизард-Старт-Пойнт, проходящей касательно к герцинидам Корнуолла, а также развитию глубоководных осадков и спилитов в девоне — раннем карбоне Реногерцинской зоны; обращается внимание и на широкое распространение олистостромов в нижнем карбоне Гарца. Сторонники данного варианта (Burrett, 1972; Johnson, 1973) реконструируют зону Беньофа, наклоненную к северу под Реногерцинскую зону, рассматриваемую в качестве континен-

тального склона, подножия и глубоководного желоба. Другая зона Беньофа, наклоненная уже на юг, рисуется по северному краю Саксотюрингской зоны (Burrett, 1972; Anderson, 1975).

В пределах Иберийского полуострова наклоненная к северо-востоку зона Беньофа реконструируется вдоль северо-восточного ограничения Южно-Португальской зоны, являющейся вероятным аналогом (продолжением) Реногерцинской зоны по другую сторону Иbero-Армориканской дуги. С этой зоной Беньофа связывают образование позднедевонской — раннекарбонной вулканической дуги на границе Южно-Португальской зоны и зоны Осса—Морена (Bard, Cardevila, Matte, 1973), вдоль которой наблюдаются проявления глаукофанового метаморфизма, правда, не бесспорные (Schertelhorn, 1975). Наконец, предполагается существование, начиная с позднего докембрия, зоны Беньофа вдоль северо-западного края Иберийской Месеты, с наклоном на юго-восток под Месету, Анти-Атлас и Африканский кратон (Hurley et al., 1974).

Обсуждая этот вариант, следует заметить, что в его пользу действительно говорит существование протяженного глубоководного бассейна со сланцевой и флишевой формациями, олистостромами, с проявлениями спилито-диабазового, а на юге позднее и известково-щелочного вулканизма, плутонами гранитоидов, с интенсивной складчатостью, надвигами в сторону форланда, местами возможно глаукофанового метаморфизма (?). Реликты этого бассейна имеют в настоящее время ширину местами более 150 км, но первоначально она могла быть в 2—3 раза больше, что, однако, еще не придает ему океанского масштаба. Нет также прямых доказательств того, что дно бассейна обладало настоящей океанической корой, за исключением участка, прилегающего к Корнуоллу, где известны габброиды и гипербазиты. Но возраст этих офиолитов по существу неизвестен; они во всяком случае доверхнедевонские, скорее всего додевонские. Отдельные же радиометрические датировки до 500 млн. лет указывают на возможность значительно более древнего возраста. Существованию зоны Беньофа, наклоненной к северу, резко противоречит северная вергентность складок и надвигов в северной половине Реногерцинской зоны, которая к тому же располагается на каледонском и более древнем сиалическом основании. Южная же часть рассматриваемой зоны содержит продукты размыва Среднегерманского поднятия и, следовательно, тесно с ним связана. Поэтому единственное возможное положение шва, отвечающего здесь древнему «океаническому зиянию», это проходящий внутри Реногерцинской зоны линейament Северо-Западной Тюрингии, выделенный В. Нейманом (Schroeder, 1973), а приуроченная к нему зона Беньофа может быть наклонена лишь к югу.

Ф. В. Даннинг (Dinning, 1975) указал, что гипотезу о зоне раздвига и спрединга между Девонем—Корнуоллом и Арморикой в позднем силуре и девоне трудно увязать с вероятным существованием в это же время наклоненной к югу зоны Беньофа южнее Срединной долины Шотландии с субдукцией вдоль нее и проявлением деформаций сжатия в эту эпоху как в Британских, так и в Англо-Брабантских каледонидах. Если же рассматривать девонский бассейн Реногерцинской зоны как бассейн в тылу островной дуги, возникший над наклоненной в его сторону шотландской зоной Беньофа в результате проявления «мантийного диапиризма» (по Д. Каригу и др.), то будет непонятным, почему ось этого бассейна совершенно не параллельна данной зоне Беньофа и далеко отклоняется от нее в восточном направлении. Значительно легче связать образование Реногерцинского бассейна с зоной Беньофа, протягивающейся южнее Европейских герцинид, и наклоненной не к югу, а к северу.

Именно это предусматривается во втором варианте плитно-тектонических моделей герцинского орогена Мезоевропы. Авторы этого варианта принимают существование палеозойского Тетиса с океанической корой

в области современного Альпийского пояса Европы и зоны Беньофа по его северной периферии, полого падающей к северу (Nicolas, 1972; Floyd, 1972; Riding, 1974). Это означает, что ось Средиземноморского пояса на герцинском этапе его развития проводится не через Реногерцинскую зону и ее юго-западное продолжение, а, очевидно, через район Карнийских Альп и далее по южной периферии Западных Карпат в Южные Карпаты и Балканы. Но здесь, как отмечалось выше, настоящая океаническая кора могла достоверно существовать лишь не позднее середины кембрия (диабаз-филлитовая формация и связанные с ней ультрабазиты), а позднее условия были в общем аналогичны Реногерцинской зоне, если только не принять представления некоторых геологов о палеозойском возрасте офиолитов во Внутренних Динаридах.

Подводя итоги, представляется наиболее вероятным, что палеозойский Средиземноморский пояс, т. е. Палеотетис на отрезке между Протоевропой и африканской частью Гондваны носил характер промежуточный между океаном типа современной Северной Атлантики и Средиземным морем, обладая шириной порядка 1200—1500 км (или больше) и состоя из двух глубоководных бассейнов — северного (и юго-западного) и южного (юго-восточного), с утоненной корой субокеанического — субконтинентального типа, разделенных полосой микроконтинентов периодически выступавших в виде островов. Такое строение, стоящее пожалуй, ближе к континентальному, чем к океаническому, не исключает, однако, существования и активного развития зон Беньофа на границе между блоками, отличавшимися по мощности и плотности коры. В течение девона и первой половины карбона, до вестфала включительно, главную роль в развитии области играла, вероятно, зона Беньофа на северной ее периферии. Начиная с вестфала, эта роль должна была перейти к зоне Беньофа, протягивавшейся вдоль южной периферии полосы Центральных поднятий, на ее границе с Палеотетисом. Это, в частности, подтверждается полярностью магмопроявлений, сменой известково-щелочных вулканитов в ранней перми толеит-базальтовыми в северном направлении и «раскрытием» в тылу Центральноевропейского вулcano-плутонического пояса внутреннего Среднеевропейского бассейна с центром в районе современного Северного моря.

Глубинный гранитоидный диапиризм, рассматриваемый В. Кребсом и Г. Вахендорфом как основной фактор герцинского тектогенеза, несомненно внес вклад в формирование структуры области, но скорее как вторичное явление, связанное с высоким тепловым потоком над зонами Беньофа.

Дальнейшее углубление представлений о строении и развитии Европейских герцинид будет в значительной мере определяться прогрессом исследования той их пока недостаточно изученной части, которая оказалась вовлеченной в альпийский тектогенез (Белов, 1971, Flügel, 1975). Необходимо также расширение палеомагнитных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белов А. А. Альпы, Балканы и Большой Кавказ в палеозое (сравнительная характеристика тектонического развития). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 46, № 6, с. 5—25.
- Ксёнжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши, М., «Недра», 1968. 310 с.
- Мёбус Г. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1966, № 1, с. 90—124.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.
- Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964, 887 с.

Ager D. The geological evolution of Europe. — «Proc. Geol. Ass.», 1975, v. 86, p. 2, p. 127—154.

АНГЛО-БРАБАНТСКІЕ КАЛЕДОНИДЫ

Fourmarier P. Prodrome d'une description géologique de Belgique. — «Soc. geol. Belg.», Liege, 1954. 826 p.

Legrand R. Le massif de Brabant. — «Serv. Geol. Belg.», mem. 9, 1968. 78 p.

ГЕРЦИНИДЫ ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Antonios P. M. Quelques réflexions sur la géologie des roches basiques et ultrabasiques du Cap Lizard (Cornwall, G. B.). — «C. R. Ac. Sci.», Paris, 1975, t. 280, p. 399—402.

Autran A. et Guilloit P. L. L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central français). — «C. R. Ac. Sci.», Paris, 1975, t. 280, p. 1649—1652.

Beugniés A. Essai de synthèse géodynamique du Paléozoïque de l'Ardenne. — «Rev. Geogr. phys. Géol. dyn.», 1964, v. 6, p. 269—277.

Bredin H. Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot—Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). — «Geol. Mitt.», 1973, Bd. 12, S. 81—130.

Brause H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. — «Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss.», 1970, A 15 (3), S. 327—367.

Capdevila R., Corretgè G. et Floor P. Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. — «Bull. Soc. geol. Fr.», 1973, v. XV, N. 3—4, p. 209—228.

Carme F. Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Arverne (Massif Central). — «C. R. Ac. Sci.», Paris, 1974, t. 278, p. 2613—2616.

Didier J., Lameyre J. et Vialette Y. Les granitoides hercyniens du Massif Central. — «Bull. Soc. geol. Fr.», 1973, v. XV, N. 3—4, p. 271—273.

Dvořák J. Problem concerning the northeastern closure of the Variscan orogen. — «N. Jb. Geol. Paläont.», Monatsh., 1973, S. 449—454.

Dvořák J. u. Paproth E. Über die Position und der Tektogenese des Rhenoherynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden. — «N. Jb. Geol. Paläont.», Monatsh., 1969, Hf. 2, S. 65—88.

Gaertner H. R. von u. a. Excursions to the Bavarian margin of the Bohemian massif. Int. Geol. Congr., XXIII sess., Guide to excursion C34. Hannover, 1968. p. 160. Auth.: H. R. von Gaertner, G. von Horstig, G. Stettner u. A. Wurm.

Flügel H. W. Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. Geol. Rdsch., 1975, Bd. 64, S. 4—62.

Geologie de la France, v. 1 u 2, P., Doin, 1974. 540 p.

Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. Bd. I, B., Akad. — Verlag., 1968. S. 454.

Hoth K., Hirschmann G. Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West und Nordeuropas und Seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklung. — «Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss.», 1970, A 15 (3), S. 379—424.

Krebs W. u. Wachendorf H. Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge—Abbilder eines orogenen Diapirismus. — «N. Jb. Geol. Paläont.» Abh., 1974, Bd. 147, No. 1, S. 30—60.

Le Roux J. La prolongation vers L'Est de l'accident medio-parisien. Ses rapports avec le massif Vosges—Forêt Noire. C. R. Acad. Sci. Paris, 1975, t. 280, p. 547—550.

Lienhardt M. Étude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle antépermien du Bassin de Paris. — «Ann. Soc. Géol. Nord.», 1961, 81, No. 3, p. 233—241.

Lutzens H. Zum Baustil des Unter- und Mittelharzes auf der Grundlage neuer stratigraphisch-fazieller Untersuchungen. — «Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde.», Nr. 14, t. 2, 1973, p. 373—390.

Lutzens H. u. Schwab M. Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. — «Geologie», 1972, Bd. 21, S. 627—640.

Möbus G. Abriss der Geologie des Harzes. Leipzig, Teubner—Verl, 1966. 219 S.

Möbus G. Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — «Geologie», 1968, Bd. 17 (6/7), S. 631—646.

Neumann W. Zum Stockwerkbau im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone. — «Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde.», Nr. 14, T. 2, 1973, S. 391—410.

Oberc J. Einige Grundfragen der Varisziden Südpolens. — «Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde.», Nr. 14, T. 2, 1973, p. 429—436.

Oberc J. Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski: T. IV. Tektonika, część 2, Warszawa, Wyd. Geologiczne, 1972. 307 p.

Paech H.—J. Zum Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mittel-europas. — «Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde.», Nr. 14, T. 2, 1973, p. 353—372.

Pietzsch K. Geologie von Sachsen. B., 1962. 870 S.

Regional Geology of Czechoslovakia. The Bohemian massif. Prague, 1966. 668 p.

- Schönnenberg R. Zur Frage der Verbindung des Sudetikum und ostalpinen Varisikum. — «Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde», Nr. 14, T. 2, 1973, p. 436—450.
- Some aspects of the Variscan fold belt (ed. K. Coe) Manchester Univ. Press, 1962. 163 p.
- Schwab M. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas. — «Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss.», 1970, A 15 (1), S. 29—45.
- Stille H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des geamteuropäischen. — «Beil. Geol. Jb.», 1951, Bd. 2, 138 S.
- Teichmüller R. Die Entwicklung der Subvariscischen Saumtiefe und der Werdegang des Ruhrkarbons. Ztschr. Deutsche Geol. Ges., 1955, Bd. 107, S. 55—65.
- Vejnár Z. Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. — «Geol. Rdsch.», 1971, Bd. 60, Hf. 4, S. 1455—1465.
- Walter R. Palaeogeographie des Siluriums in Nord-Mittel- und Westeuropa. Geotekt. Forschung., 1972, No. 41. 180 p.
- Wurm A. Geologie von Bayern, 2 Aufl., B., 1961. 555 S.
- Zoubek V. Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. Freib. Forschungsh., 1965, C 190. 129 S.
- Zoubek V. Remarques sur le Precambrien des zones mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale. In: Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Praha, 1974, p. 33—62.

ГЕРЦИНИДЫ ИБЕРИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

- Богданов А. А. Некоторые особенности строения палеозойд Иберийского полуострова (Испания и Португалия). — «Вестн. МГУ, сер. геол.», № 5, 1971, с. 6—28.
- Bard J.-P., Capdevila R., Matte Ph. La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Iberique: comparaison avec les segments voisins. In.: «Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1, P., Technip, 1971, p. 1—68.
- Capdevila R., Matte P. et Paredes J. La nature du Precambrien et ses relations avec le Paleozoïque dans la Sierra Morena centrale (S de l'Espagne). «C. R. Ac. Sci.» Paris, Ser. D, t. 273, 18 oct. 1971, p. 1359—1362.
- Den Tex E., Floor P. A synopsis of the geology of Western Galicia. In: «Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1, P., Technip, 1971, p. 1—14.
- Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. — «Nature Phys. Sci.», v. 241, 1973, p. 50—52. Auth.: J.-P. Bard., R. Capdevila, Ph. Matte, A. Ribeiro.
- Julivert M. Décollement tectoniques in the Hercynian cordillera of North-West Spain. — «Amer. J. Sci.», v. 270, No. 1, 1971, p. 1—29.
- Julivert M. L'évolution structurale de l'arc Asturien. In.: «Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1, P., Technip, 1971, p. 1—28.
- Matte Ph. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). «Trav. Lab. Géol. Sci.» Grenoble, z. 44, 1968. 127 p.
- Matte Ph. et Capdevila R. La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Peninsule Ibérique. — «C. R. Ac. Sci.» Paris, t. 276, 1973, p. 2867—2870.
- Parga J.-R., Vegas R. Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic massif (Western Iberian Peninsula). — «Geol. Rdsch.», Bd. 61, Hf. 1, 1972, S. 44—68.
- Puschmann H. Eine Palaeogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel. — «Z. deutsch. geol. Ges.», Jg. 1968, Bd. 120, S. 107—118.
- Tamain G. L'Alcudien et le Precambrien du Sud de la Meseta Iberique. «C. R. Ac. Sci.» (Paris), t. 276. 1973, p. 1945—1948.

ГЕРЦИНИДЫ МАГРИБА

- Arthaud F. et Mattauer M. Presentation d'une hypothese sur la genèse de la virgation Pyrénéenne du Languedoc et sur la structure du Golfe du Lion. — «C. R. Acad. Sci. (Paris) ser. D», 1972. 524 p.
- Bossiere G. et Raymond D. Sur l'âge probablement ante-Llanvirn du metamorphisme des schistes satinés au Nord de la Grande Kabylie (Algerie). «C. R. Acad. Sci.» (Paris), ser. D, t. 275, 1972. 641 p.
- Foucault A. et Paquet J. Sur l'importance d'une tectogenese hercynienne dans la region centrale des Cordilleres betiques (Sud de la Sierra Arana, Province de Grenade, Espagne) «C. R. Acad. Sci.» (Paris), ser. D, t. 272, 1971, 2756 p.
- Lepvrier C. La tectonique hercynienne dans les massifs anciens kabyles. L'exemple du Djebel Chenoua (Algerie) «C. R. Acad. Sci.» (Paris), t. 278, Ser. D, 1974. 1325 p.
- Nouvelles observations sur la stratigraphie de Paleozoïque dans les zones metamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine meridionale). «C. R. Acad. Sci.» (Paris), ser. D, t. 275, 1972. 1737 p. — Auth.: C. Hoepfner, P. Jenny, A. Michard, A. Pique.
- Sougy J. Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle precambrien et sa couverture infracambrienne et paleozoïque), Afrique de l'Ouest. «Bull. Soc. geol. France», 1969, ser. 7, vol. 11, p. 133—149.
- Termier H. et Termier G. Nouvelles donnees sur la tectonique du bled Ait Scougou (Maroc central). «C. A. Acad. Sci (Paris), ser. D», t. 275, 1972. 1855 p.

МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ

A plate-tectonics origin for Late Precambrian-Paleozoic orogenic belt in Morocco. — «Geology», 1974, No. 7, p. 343—344. Auth.: P. M. Hurley, A. Boudda, W. H. Kanes, A. E. M. Nairn.

Anderson T. A. Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1975, v. 86, p. 77—82.

Bard J.—P., Capdevila R., Matte P. Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. — «Nature Phys., Sci.», 1973, v. 241, p. 50—52.

Burke R. V. Palaeogeography of South West England and Hercynian continental collision. — «Nature Phys., Sci.», 1973, v. 241, p. 129—131.

Burrett C. F. Plate tectonics and the Hercynian orogeny. — «Nature», 1972, v. 239, p. 155—158.

Dewey J. F. a. Burke K. C. A. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation-products of continental collision. — «J. Geol.», 1973, v. 81, p. 683—692.

Floyd P. A. The tectonic environment of southwest England. — «Proc. Geol. Ass.», 1972, v. 83, p. 385—397.

Johnson G. A. L. Tectonic environment of south-west England. Discussion of a paper by P. A. Floyd. — «Proc. Geol. Ass.», 1973, v. 84, p. 239—242.

Krebs W. a. Wachendorf H. Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1973, v. 84, p. 2611—2630.

Laurent R. The Hercynides of South Europe—a model. Int. Geol. Congr. XXIV sess., Montreal, 1972, sec. 3, p. 363—370.

Nicolas A. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type. — «Nature», 1972, v. 236, p. 221—223.

Reading H. G. Tectonic environment of south-west England. Discussion of a paper by P. A. Floyd. — «Proc. Geol. Ass.», 1973, v. 84, p. 239—242.

Riding R. Model of the Hercynian foldbelt. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1974, v. 24, p. 125—135.

Schermerhorn L. J. G. Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt: some comments. — «Geol. Mijnb.», 1975, v. 54, p. 23—35.

Schroeder E. Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Varisziden. — «Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde», 1973, No. 14, T. 2, p. 273—302.

Zwart H. J. The duality of orogenic belts. — «Geol. Mijnb.», 1967, v. 46, p. 283—309.

Глава V

СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКАЯ И ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ
МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

1. ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Рассмотрим теперь структуру осадочного чехла Западной и Средней Европы развитого между юго-западным краем Восточно-Европейского кратона и северным фронтом альпийского складчатого пояса и лежащего на байкальском, каледонском или герцинском складчатом основании с более древними глыбами. Это пространство, расположенное между Эо- и Неоевропой, может быть с некоторой условностью разделено на две платформы — несколько более древнюю Среднеевропейскую, преимущественно с байкальским и каледонским фундаментом, и эпигерцинскую Западно-Европейскую. Границей между ними служит северный фронт Западно-Европейских герцинид (вместе с протягивающейся перед ними прерывистой полосой передовых прогибов), прослеживающийся через юг Ирландии, Южную Англию, Северо-Восточную Францию, Бельгию, ФРГ и ГДР и уходящий в Польшу под альпийское сооружение Карпат.

Среднеевропейская платформа почти целиком представляет собой область развития осадочного чехла и глубокого погружения фундамента, который выходит на поверхность в основном лишь в ее западном обрамлении (Британские каледониды) и небольшими участками на юго-западе (Брабант)

и юго-востоке (Свентокшиские горы). Поэтому эта платформа может быть с равным успехом названа плитой (Муратов, 1975) или мегасинеклизой (Дикенштейн и др., 1975). Значительная часть Среднеевропейской мегасинеклизы занята акваторией Северного моря и юго-западного угла Балтийского моря, в то время как Ла-Манш принадлежит Западно-Европейской платформе.

Совершенно иным, по сравнению со Среднеевропейской, строением обладает Западно-Европейская платформа. Она представляет собой мозаику глыб герцинского или догерцинского фундамента, обычно именуемых массивами и выраженных в рельефе возвышенностями (массивы Армориканский, Центральный Французский, Арденны, Рейнские Сланцевые горы и др.) и разделяющими их впадинами, представленными депрессиями и называемыми бассейнами (Парижский, Аквитанский, Южногерманский и др.). По принятой у нас терминологии это будут антеклизы (горст-антеклизы) и синеклизы. Внутреннее строение первых уже было охарактеризовано в главе, посвященной палеозоидам Западной и Средней Европы, а поэтому здесь рассматриваться не будет, и мы ограничимся замечаниями, касающимися новейшей истории развития и молодого вулканизма.

Степень геолого-геофизической изученности обеих платформ в общем весьма высокая, и тем не менее явно недостаточно сведений о глубинном строении центральной, наиболее погруженной части Среднеевропейской мегасинеклизы, с чем связана неоднозначность трактовки природы ее фундамента.

2. СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Как отмечалось, большая часть платформы (плиты, мегасинеклизы) представляет собой область весьма глубокого — до 10 км и более — погружения фундамента¹, в связи с чем, на значительной площади он не достигнут бурением; наиболее глубокая (более 7 км) скважина, пробуренная в ГДР севернее Берлина, не вышла из отложений намюра. Данные же по периферическим районам Среднеевропейской мегасинеклизы довольно противоречивы, что и определило многолетнюю дискуссию о возрасте ее основания и то обстоятельство, что Г. Штилле обозначил ее в свое время на своей тектонической схеме складчатостей Центральной Европы как Terra incognita, а в первом издании Международной тектонической карты Европы она была изображена как область с фундаментом невыясненного возраста. Одни исследователи склонялись к мнению о принадлежности всей, или почти всей, этой области к древней платформе (Э. Бейли, А. А. Богданов), другие считали ее в основном эпикаледонской (Г. Р. фон Гертнер, Е. Зноско, отчасти Г. Кёльбель), третьи — эпибайкальской (В. С. Журавлев). Дискуссия вокруг данной проблемы не закончена и в настоящее время (Дикенштейн и др., 1975; Муратов, 1975), но круг возможных предположений все же постепенно сужается.

Приведем основные факты. На западном окончании Среднеевропейской мегасинеклизы расположен массив английского Мидленда (Среднеанглийская антеклиза), где на поверхности или на небольшой глубине под типично платформенным палеозоем выступает складчатый и слабометаморфизованный поздний докембрий. На западе, в непосредственном обрамлении каледонид Уэльса это флишево-молассовый интенсивно складчатый лонгминдий, радиометрические датировки которого указывают на байкальский возраст (около 600 млн. лет). Однако на остальной, значительно большей площади Мидленда

¹ Для района низовьев Эльбы по геофизическим данным допускается увеличение глубины залегания фундамента до 15—20 км (I).

докембрийский фундамент является, вероятно, несколько более древним, добайкальским и, скорее всего, гренвильским (дальсландским)¹. Радио-геохронометрические определения свидетельствуют вместе с тем о байкальской переработке этого метаморфического комплекса.

Более определенные данные получены при бурении на Южно-Датской антеклизе (поднятие Рингкёбинг-Фюн датских геологов). Здесь под пермскими или триасовыми отложениями вскрыты гнейсы с возрастом около 1000 млн. лет, близким, следовательно, к возрасту пород, слагающих юго-западный, Свеко норвежский мегаблок Балтийского щита. В протягивающемся севернее Северо-Датском прогибе породы кембрия—ордовика—силура развиты в платформенных фациях, хотя и несколько более глубоководных, чем на Балтийском щите, и не испытали ни метаморфизма, ни сколько-нибудь значительных деформаций. Большинство датских геологов считают их отложениями платформенного чехла.

Породы докембрийского и, опять же, добайкальского возраста обнаруживаются бурением значительно юго-восточнее, в основании Верхнесилезской впадины — одного из передовых прогибов Среднеевропейских герцинид. Наконец, существование погребенных докембрийских массивов может предполагаться на основании характера гравитационных и магнитных аномалий в центральной и восточной частях Северного моря, в частности — на западном продолжении Южно-Датской антеклизы, а также к северо-западу от Берлина, в районе Восточно-Эльбского, или Мекленбургского, гравитационного и магнитного максимума.

Эти сведения, казалось бы, говорят в пользу принадлежности рассматриваемой области к древнему кратону. Между тем на других ее участках обнажаются или вскрываются более молодые — байкальские или каледонские складчатые образования (рис. 45). Это относится, в частности к Брабантскому массиву, южная периферия которого образована складчатым кембро-силуром (+ венд?), несогласно перекрытым девоном, а основная часть сложена поздним докембрием, скорее всего верхним рифеем, отделенным от кембрия байкальским несогласием. Еще более определенно устанавливается байкальский возраст комплекса зеленых сланцев, вскрытого в Польше под Предкарпатским прогибом и непосредственно к югу от Свентокшиских гор. Эта полоса зеленых сланцев, несомненно, представляет продолжение добруджинской, так как в промежутке продукты размыва подобных же сланцев в изобилии встречаются во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, что уже давно заставило предполагать существование погребенной под внешними карпатскими покровами и сложенной этими сланцами Сандомирско-Добруджинской гряды. Комплекс зеленых сланцев несогласно перекрыт в Польше вендом («эокембрий» польских геологов). Северо-восточнее, в юго-западной, Келецкой зоне Свентокшиского складчатого сооружения, на вендско-кембрийских отложениях, в свою очередь, несогласно залегает ордовик (сандомирская фаза тектогенеза, по Я. Чарноцкому).

В промежутке между Брабантом и этим Малопольским (В. Пожарынский) байкальским массивом байкальский (верхнерифейский) возраст могут иметь филлиты, вскрытые бурением (скважины Вестерланд и Фленсбург) в основании Ютландского полуострова, на южном склоне Южно-Датской антеклизы, но уже на территории ФРГ, в северном Шлезвиге. Впрочем, нельзя считать исключенным и нижнепалеозойский, и, следовательно, каледонский возраст этих пород.

Заведомо каледонский складчатый комплекс установлен в Польше, в районе Кракова, между добайкальской Вислянской (Верхнесилезской)

¹ Наиболее древний, возможно раннедокембрийский, возраст могут иметь молвернские гнейсы.

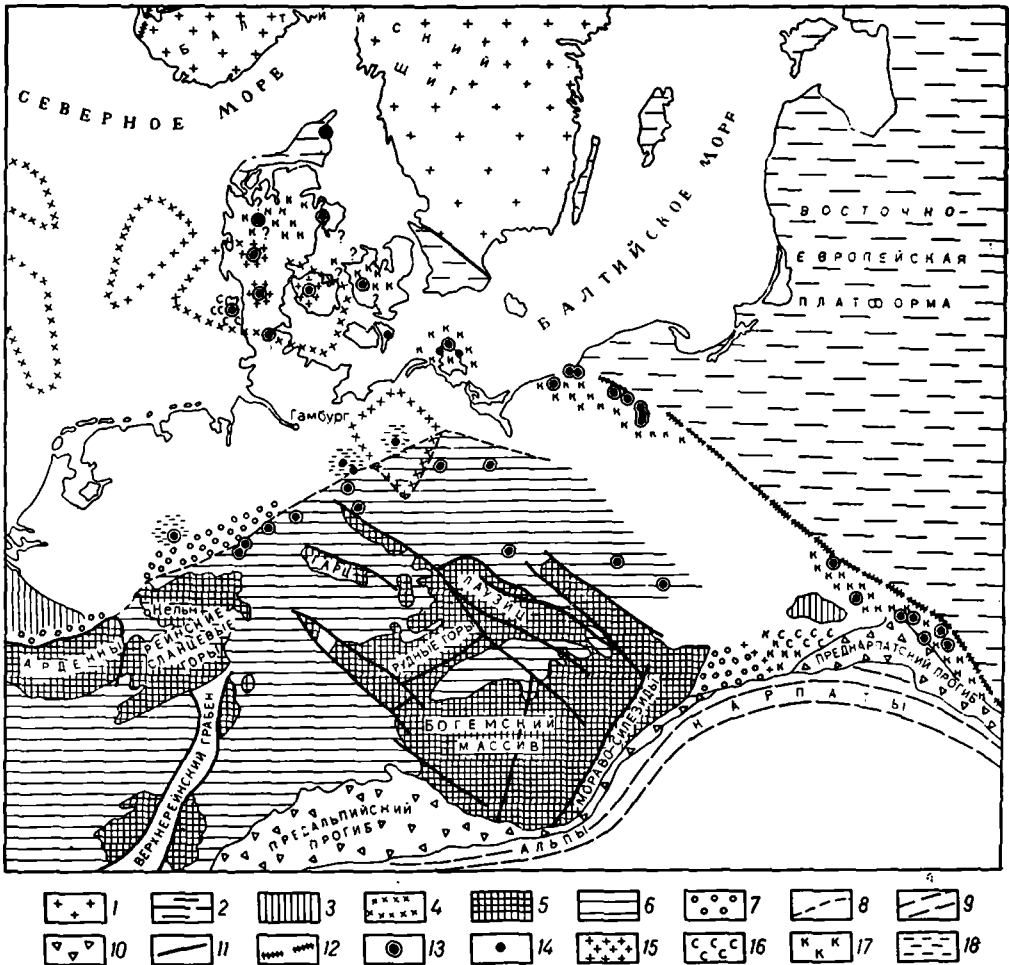


РИС. 45. Строение основания Среднеевропейской мегасинклизы (по Г. Х. Дикенштейну и др., упрощено).

1 — щиты с обнаженным докембрийским фундаментом; 2 — докембрийский фундамент под чехлом; 3 — выступы каледонского фундамента; 4 — контуры крупных положительных гравимагнитных аномалий; 5 — выступы герцинского фундамента; 6 — герцинский фундамент под чехлом; 7 — герцинские передовые прогибы; 8 — северный фронт герцинид; 9 — альпийские складчатые сооружения; 10 — альпийские передовые прогибы; 11 — важнейшие разломы; 12 — краевой шов Восточно-Европейского кратона (линия Тейсейра—Торнквиста); 13 — скважины, вскрывшие фундамент; 14 — скважины, не достигшие фундамента; 15 — породы добайкальского фундамента; 16 — складчатые породы предположительно байкальского возраста; 17 — складчатые породы каледонского возраста; 18 — недислоцированные отложения карбона

глубой на юго-западе и байкальским Малопольским массивом на северо-востоке. Здесь грубообломочный верхний силур несогласно перекрывает выступающий в ядрах антиклиналей более древний силур, прорванный дайками диабазов.

Другая полоса каледонской складчатости выявлена бурением вдоль юго-западного края Восточно-Европейского кратона (линии Тейсейра—Торнквиста). Северо-западный отрезок этой полосы вскрыт на о-ве Рюген в Балтийском море и в Польском Поморье. Здесь на сильно дислоцированных и мощных граптолитовых сланцах (они изменяются от сланцеватых аргиллитов до филлитов) ордовика или силура полого залегают красноцветы верхов нижнего девона. После перерыва, связанного с глубоким погруже-

нием палеозоя под Поморско-Куявским прогибом (см. ниже), аналогичные соотношения между ордовиком и силуром, с одной стороны, девоном — с другой, обнаруживаются в основании Люблинско-Львовской впадины, на юго-восточном замыкании Среднеевропейской мегасинеклизы. В смежной Лысагурской зоне Свентокшиского складчатого сооружения, а также в юго-западной части Львовской впадины отложения девона—перми, несогласно залегающие на силуре и нижнем палеозое, смяты в умеренно сжатые складки, параллельные границе кратона.

Приведенные данные указывают прежде всего на большую гетерогенность основания Среднеевропейской мегасинеклизы, включающего как добайкальский, так и байкальский и каледонский складчатые комплексы; герцинские дислокации ее юго-восточного угла следует рассматривать уже как платформенные. Поскольку в Дании добайкальский комплекс не перенес переработки, а нижний палеозой носит платформенный характер, территорию этой страны и прилегающую к ней и Южной Норвегии часть акватории Северного моря следовало бы отнести к древней платформе, что и будет сделано при новом издании Международной тектонической карты Европы. Однако этот угол кратона значительно опущен по сравнению с Балтийским щитом, по разломам, продолжающим линию Торнквиста на крайнем юге Швеции (Сконе) и севере Ютландии, и фактически вошел в состав Среднеевропейской мегасинеклизы (не платформы, здесь эти понятия не однозначны!).

На остальной площади мы находим глыбы переработанного добайкальского фундамента (Мидленд, Восточно-Эльбский (?) и Вислянский массивы), включенные в байкальскую складчатую систему, дугообразно протягивающуюся от Бранта до Южной Польши. Байкальские образования повсеместно интенсивно складчатые и метаморфизованы. И, наконец, на этом фундаменте местами, в частности от Рюгена до Львовщины, в Краковской зоне и на юге Бранта, возникли миогеосинклинальные каледонские прогибы, из которых Поморско-Львовский можно рассматривать в качестве интракратонного. Таким образом, фундамент Среднеевропейской платформы следует считать в основном байкальским или байкало-каледонским.

На этом фундаменте в течение девона — раннего карбона (динанта) отлагалась сперва красноцветная континентальная моласса (Олд Ред) нижнего и среднего девона, а на северо-западе и верхнего девона (рис. 46), а затем платформенная карбонатная формация нижнего карбона (рис. 47). Верхняя, динантская, часть этой формации сложена обычно очень характерными битуминозными углистыми известняками, распространенными от Ирландии до Польши и образующими самостоятельную субформацию. После главной, судетской фазы складчатости в южном герцинском обрамлении Среднеевропейской платформы образуется зона передовых или близких к ним прогибов, простирающаяся от Южного Уэльса до Верхней Силезии. Прогибы эти выполнены паралической угленосной формацией намюра—вестфала (рис. 48). Отложения стефана (верхнего карбона советской шкалы) развиты повсеместно и являются уже континентальными и в значительной мере красноцветными.

Опускания были наиболее интенсивными (местами более 4 км) в передовых прогибах, но они затронули также широкую полосу к северу от них, фактически впервые намечающую контуры будущей Среднеевропейской мегасинеклизы, по крайней мере ее южной части. Еще более определенно вырисовывается эта область опусканий в раннепермскую¹ эпоху, в период накопления красного лежня, представляющего собой красноцветную вулканогенно-молассоидную формацию, возникшую в основном за счет сноса

¹ Ранне-(отенскую) и средне-(саксонскую) пермские эпохи по западноевропейской схеме расчленения перми.

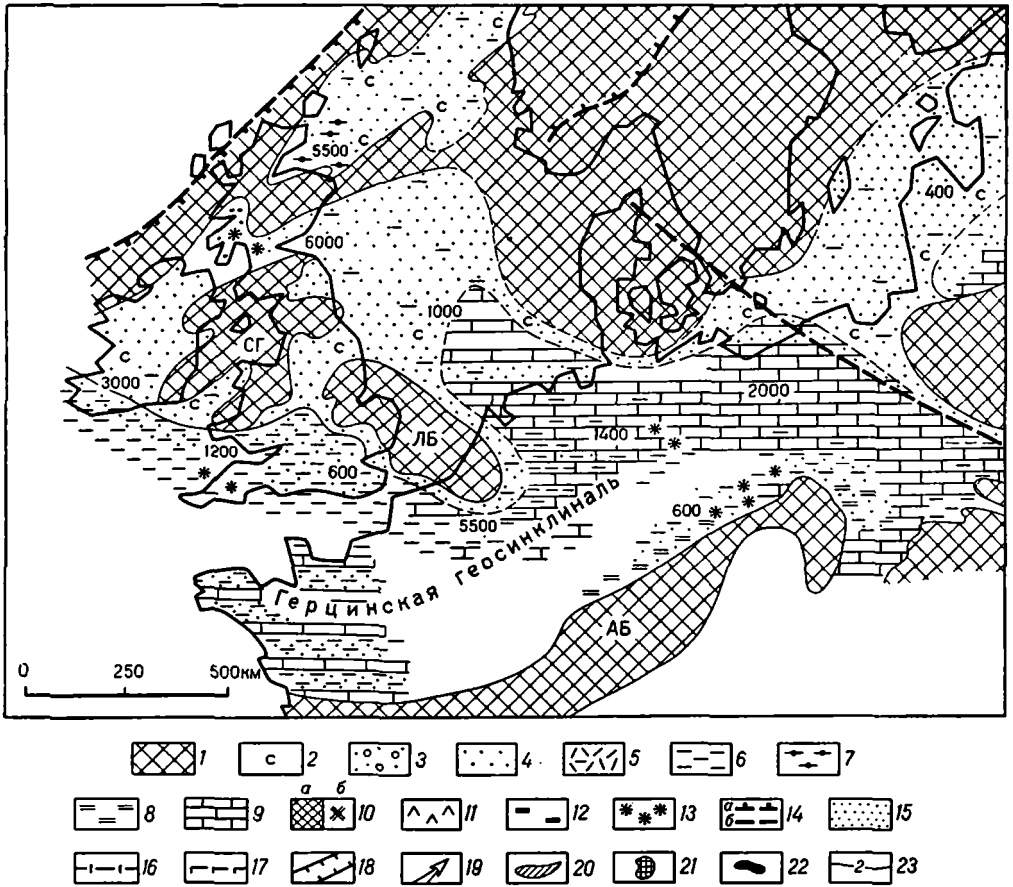


РИС. 46. Литолого-палеогеографическая схема позднего девона Среднеевропейской мегасинклизы (по данным П. А. Зиглера). Условные обозначения к рис. 46—55

1 — области поднятия и размыта; 2 — континентальные отложения; 3 — песчаники и конгломераты; 4 — песчаники; 5 — более глубоководные песчаники, флиш; 6 — мелководные глинистые осадки; 7 — глинистые породы с повышенным содержанием органического вещества; 8 — глубоководные глинистые осадки; 9 — карбонаты; 10 — распространение соли: а — сплошное, б — локальное; 11 — гипс, ангидрит; 12 — угли; 13 — вулканиты; 14 — фронт каледонид, герцинид, альпид (а), линия Тейсейра-Торнквиста (б); 15 — максимальное распространение триасовых отложений; 16 — границы сплошного развития карбонатов среднего триаса; 17 — граница солей в верхах среднего триаса; 18 — грабены, сбросы; 19 — морская трансгрессия в среднем триасе; 20 — инверсионные поднятия; 21 — палеогеновые вулканиты; 22 — неогеновые вулканиты; 23 — изопахиты через 1 км. Цифры на схеме — мощность отложений в метрах.

АР — Армориканский массив; ВП — Винделлицкий порог; БМ — Богемский массив; ВГ — грабен Викинг; ЦГ — Центральный грабен; ДП — Датско-Польская борозда; РМ — Рейнский массив; СГ — Земля Святого Георга; ЛБ — Лондонско-Брабантский массив; АБ — Алемано-Богемский остров; НР — Нормандское поднятие; СрГ — Среднегерманское поднятие; РФ — поднятие Рингкёбинг-Фюн; ЮГП — Южно-Германское поднятие

с герцинских горных сооружений, но также и с активизированного каледонского и докембрийского северного обрамления. Максимум вулканической деятельности приходится на начало перми. Эта деятельность явно связана с процессом формирования мегасинклизы; вулканиты принадлежат к базальто-андезит-липаритовой формации, т. е. имеют еще субсеквентный (орогенный), а не платформенный характер. В конце ранней перми (рис. 49) в центральной части мегасинклизы начинает обособляться солеродный бассейн, очевидно в связи с началом прорыва морских вод с севера, со стороны «моря Скандик» (Г. Штилле). Формирование мегасинклизы завершается в поздней перми, в эпоху накопления мощной эвапоритовой толщи цех-

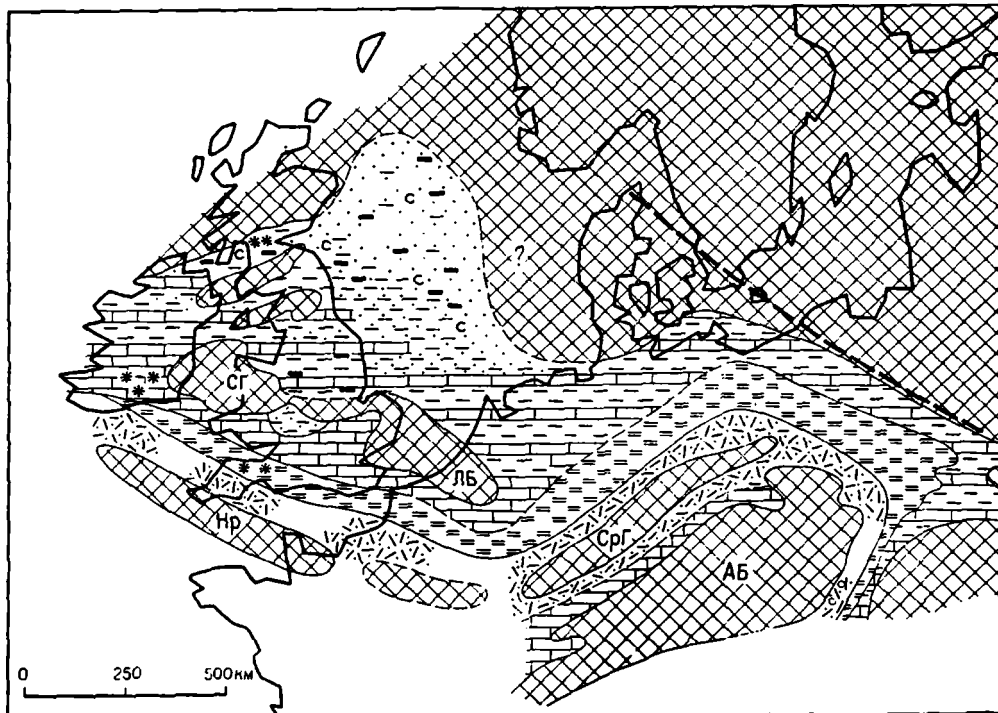


РИС. 47. Литолого-палеогеографическая схема раннего карбона Среднеевропейской мегасинеклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

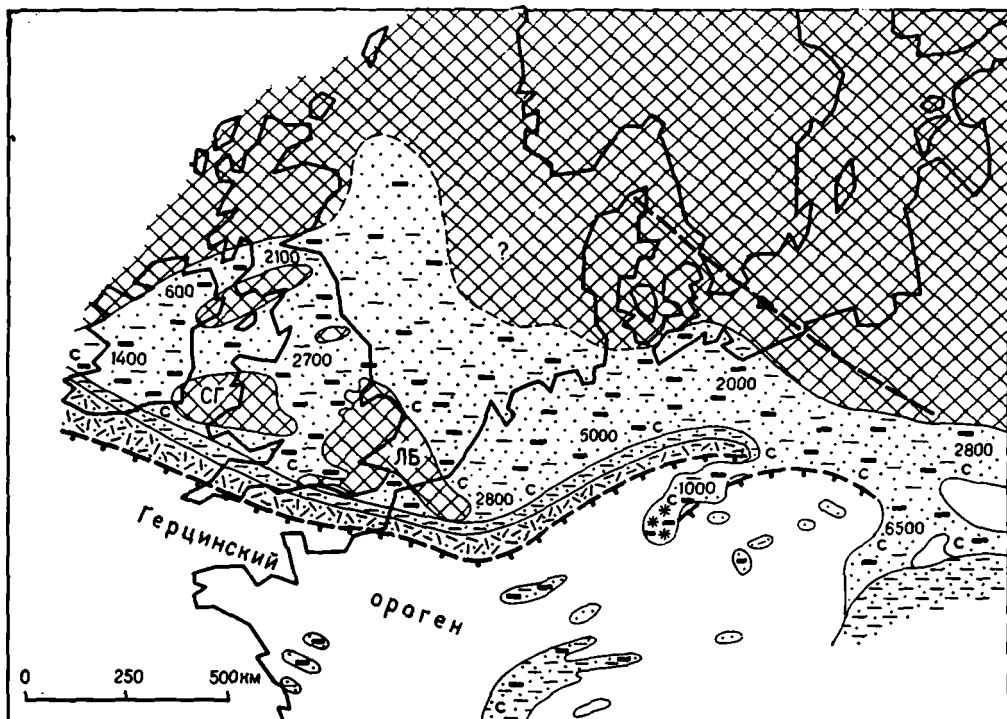


РИС. 48. Литолого-палеогеографическая схема позднего карбона Среднеевропейской мегасинеклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

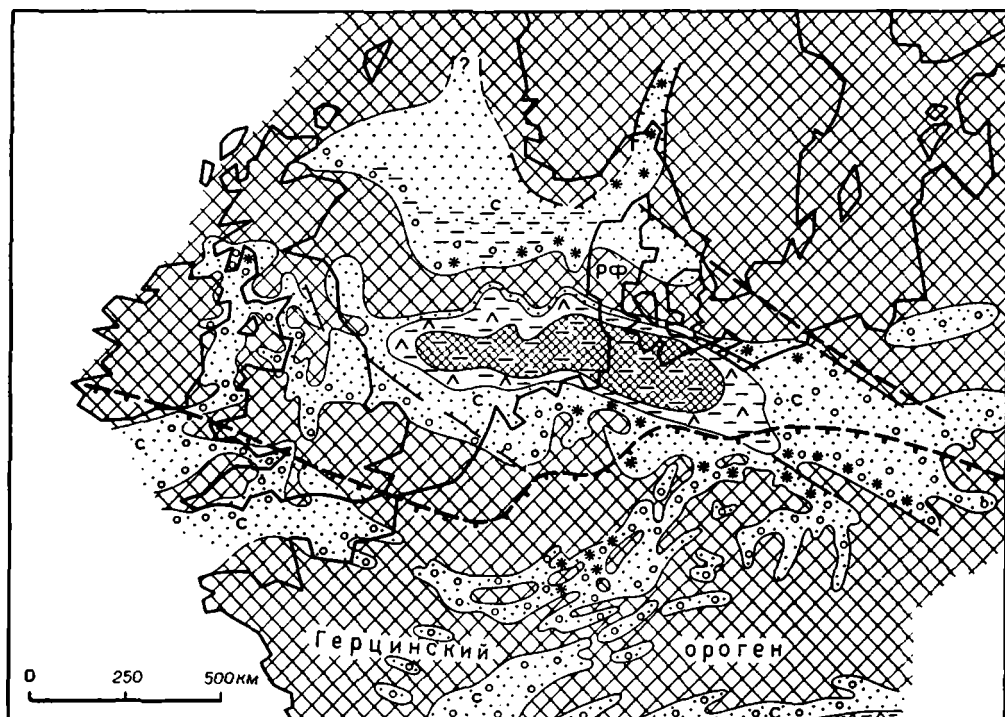


РИС. 49. Литолого-палеогеографическая схема ранней перми (саксония) Среднеевропейской мегасинклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

штейна (рис. 50). В это время Среднеевропейская мегасинклиза превращается в главную структуру внеальпийской Западной и Центральной Европы. Вислянско-Днестровский перикратонный прогиб Восточно-Европейского кратона становится ее восточным бортом, а Балтийская и Подляско-Брестская синеклизы — заливами. Область погружений распространяется на северную часть Северного моря, но возникшая здесь Шотландско-Норвежско-Датская впадина отделяется от основной части Среднеевропейской мегасинклизы субширотным поднятием, представленным на западе Нортумберлендским выступом, а на востоке упоминавшейся уже Южно-Датской антеклизой.

Отложения цехштейна, в общем, согласно сменяются трехчленным комплексом «германского» триаса (рис. 51). Уже в эпоху накопления нижнего триаса — бунтзандштейна на востоке отчетливо выступает Поморско-Куявский прогиб мощностью до 1300 м; такие же мощности характерны для Германской впадины. Четко обособляются Северо-Датский прогиб и Южно-Датская антеклиза, в поздней перми являвшаяся сушей. Наметившиеся в раннем триасе впадины и прогибы продолжали оставаться зонами максимальных погружений до конца триаса, а Поморско-Куявская зона почти до конца мела, причем в Германской впадине эвапориты накапливались и в конце раннего, и в среднем и в позднем триасе, указывая на ее центральное положение во всем бассейне. В триасе, когда мощность надсолевых отложений достигла нескольких сот метров, в бассейне начала проявляться соляная тектоника (галокинез, по Ф. Трусхейму).

Уже в триасе (Ziegler, 1975), но особенно на рубеже триаса и юры, в раннекимморийскую тектоническую фазу началась значительная пере-

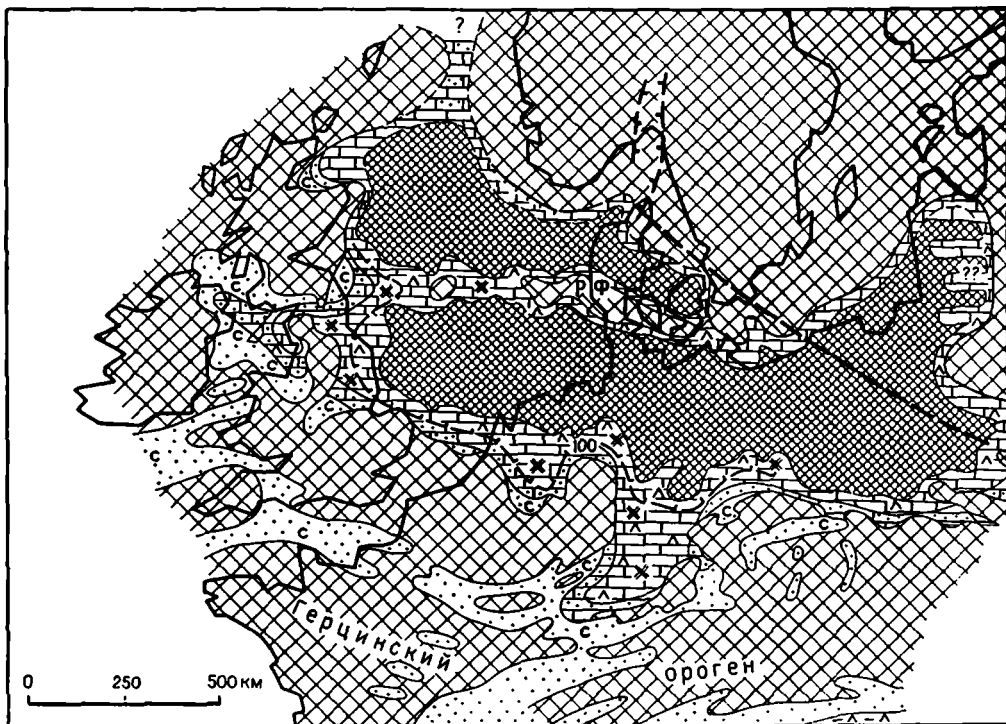


РИС. 50. Литолого-палеогеографическая схема поздней перми (цехштейна) Средневропейской мегасинеклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

стройка структурного плана. Она выразилась прежде всего в раздроблении фундамента и чехла мегасинеклизы разломами преимущественно субмеридионального, особенно северо-северо-восточного направления. Вдоль этих разломов возникли грабены — рифты, на суше на территории Нидерландов и ФРГ, а в Северном море на их продолжении; мощность как триаса, так и юры достигает в этих грабенах 3 км. Восточнее наметилось относительное поперечное поднятие, простирающееся из Южной Скандинавии через Восточную Данию в северо-восточную часть ФРГ, где это поднятие, ориентированное в северо-западном — юго-восточном направлении и разделившее Средневропейский бассейн на западную и восточную, кулисообразно расположенные впадины, получило название порога Помпецкого (Pompecksche Scholle). В целом юрский период начинается широкой трансгрессией, и в ранней и средней юре на площади Средневропейской мегасинеклизы получает распространение терригенная песчано-глинистая формация. На северо-западе в Англии по периферии бассейна развиты дельтовые фации, среди прибрежных образований распространены оолитовые железняки, а более глубоководная субформация представлена темными битуминозными глинами. Наибольшие мощности формации — до 2—2,5 км — наблюдаются на востоке, в Поморско-Куявском прогибе типа авлакогена. В поздней юре терригенная формация сменяется регрессивной мелководной терригенно-карбонатной (рис. 52). В конце юры между Рейнским массивом, Гарцем и порогом Помпецкого обособляется Нижнесаксонская впадина, превращающаяся в небольшой солеродный бассейн.

Позднеиммерийская фаза тектогенеза вызвала новые серьезные изменения в структуре и развитии Средневропейского бассейна. Вновь активи-

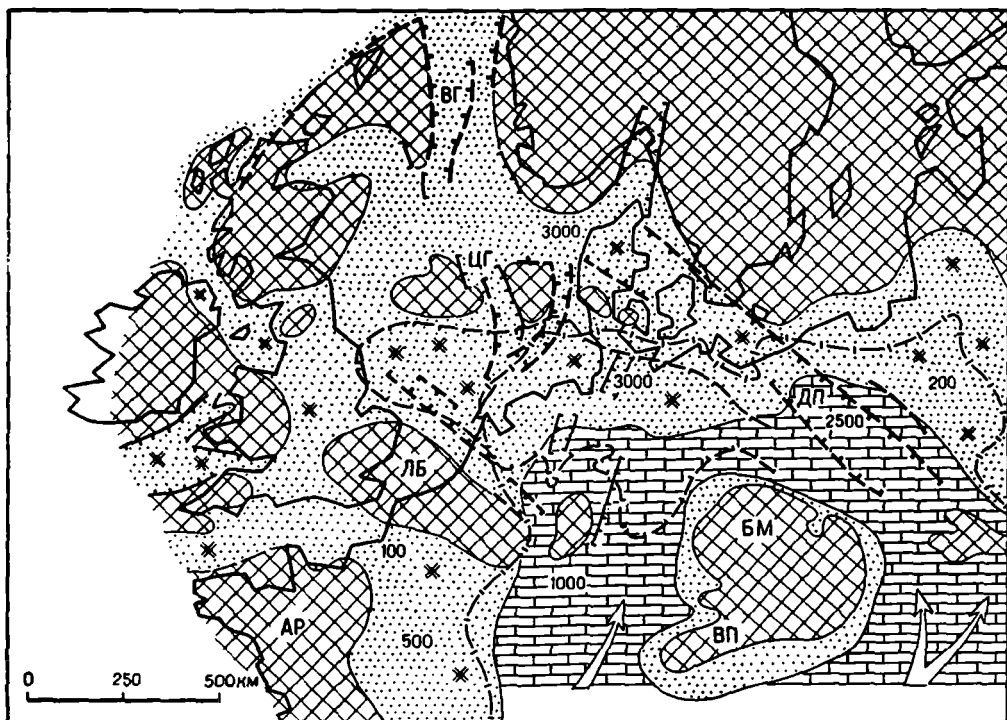


РИС. 51. Литолого-палеогеографическая схема триаса Среднеевропейской мегасинклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46. (Знак 106 здесь — верхний триас)

зируются разломы, в частности по периферии Нижнесаксонской впадины. Заметные деформации происходят в эту фазу в области Северного моря. Регрессия в конце юры — начале мела, приведшая к временной смене морских осадков аллювиально-озерными (вельд), в течение раннего мела (рис. 53) сменяется трансгрессией, достигшей максимума в альбе, отложения которого залегают местами с угловым несогласием. Мощность карбонатно-терригенной (мергели, глины, алевролиты) нижнемеловой формации максимальна в Нижнесаксонской впадине — до 2 км. Заметно возрастает мощность нижнего мела и в некоторых грабенах, возникших еще в лейасе.

В позднем мелу (рис. 54) опускания расширяются, море получает еще большее распространение, в связи с чем повсеместно отлагается карбонатная, мергельно-меловая формация. В восточной части Северного моря мощность верхнего мела достигает 2 км, на континенте она лишь местами превышает 1—1,5 км, в том числе на втянутом теперь в опускания пороге Помпецкого. На северо-восточной окраине Рейнского массива возникает глубокий Мюнстерский прогиб, вдоль северного края Гарца — аналогичный Субгерцинский прогиб, оба с мощностью верхнего мела до 2 км. Формирование прогибов (Randtröge, Voigt, 1963) шло параллельно с воздыманием сопряженных с ними герцинских массивов. Поморско-Куявский прогиб (авлакоген) испытывает инверсию с образованием по обе стороны наметившегося на его месте поднятия двух компенсационных прогибов. Инверсию в конце мела испытала и Нижнесаксонская впадина, накопившая с оксфорда по сантон до 4 км осадков, причем ограничивавшие ее сбросы превратились во взбросы и надвиги.

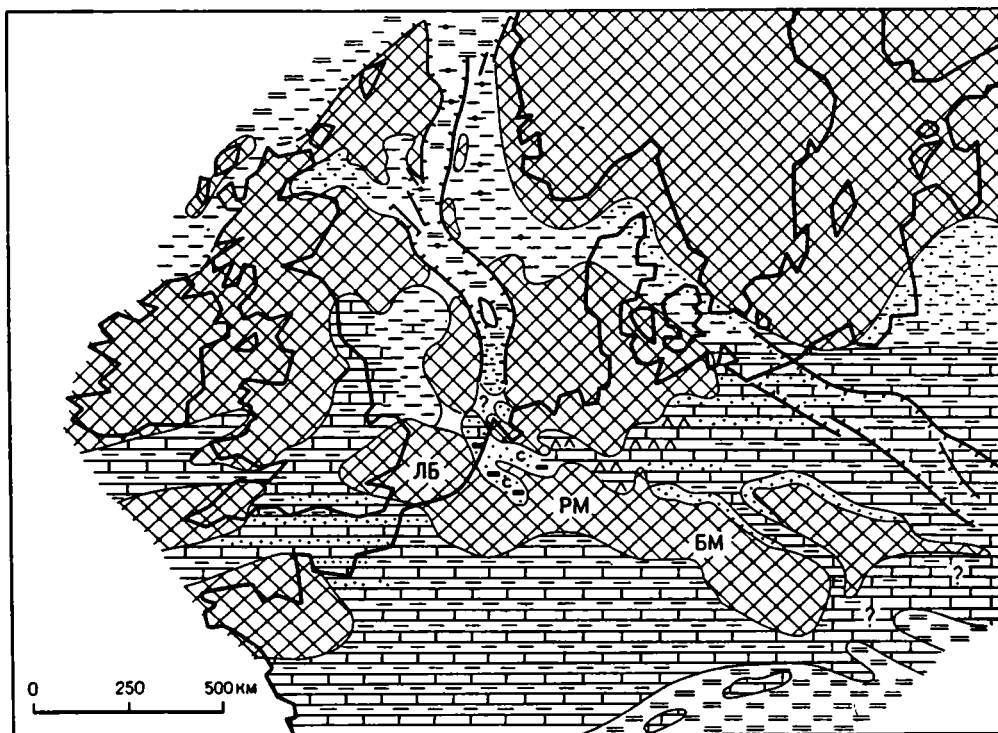


РИС. 52. Литолого-палеогеографическая схема поздней юры Среднеевропейской мегасинеклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

Все эти движения относятся уже к началу ларамийской эпохи тектогенеза, сопровождавшейся оживлением галокинеза и регрессией на переходе от мела к палеогену. В палеогене, до среднего олигоцена включительно, в пределах континентальной части мегасинеклизы еще отлагаются мелководные морские терригенные осадки, в позднем олигогене окончательно вытесняемые лимнической угленосной формацией. Наибольшие мощности — до 2—3 км — наблюдаются в низовьях Эльбы, а также в новообразованном в олигогене Гессенском грабене северо-северо-восточного простирания, вклинившемся между Рейнским и Тюрингским герцинскими массивами. Основной областью погружений и морского осадконакопления становится в кайнозой (рис. 55) Североморская впадина, уже более не дифференцированная на грабены и горстообразные поднятия. Однако зона максимальных мощностей кайнозоя — более 3,5 км — протягивается над осевым мезозойским рифтом и находится на прямом продолжении Нижнерейнского грабена, с одной стороны, и Нижнеэльбской впадины с другой.

В итоге длительной и многофазной истории Среднеевропейская платформа приобрела весьма сложную структуру, со значительным несовпадением структурных планов по разным стратиграфическим уровням. Основу структурного плана пермо-мезозойского комплекса в ее североморской части (рис. 56) составляет пересечение более древних, позднепалеозойско-триасовых субширотных структур, заданных герцинским структурным планом, юрско-меловой рифтовой системой субмеридионального простирания, прерывающей эти структуры. К числу последних на западной, британской стороне осевого рифта относятся Ш е т л а н д с к о - О р к н е й с к и й

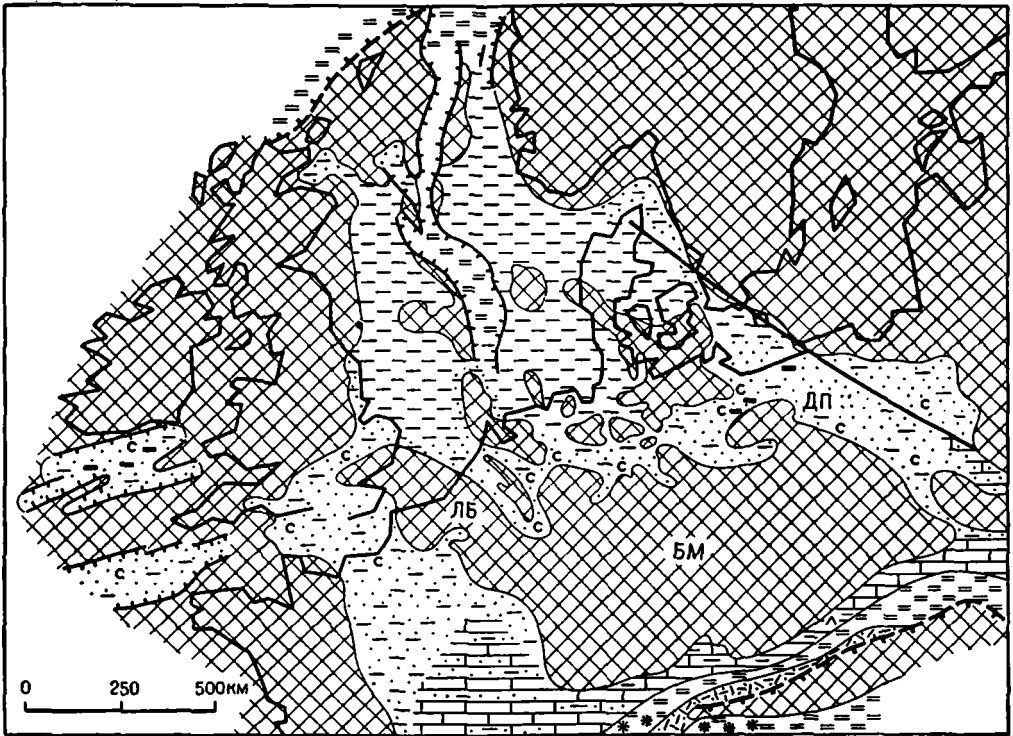


РИС. 53. Литолого-палеогеографическая схема раннего мела Среднеевропейской мегасинеклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

выступ («Шетландская платформа» — Kent, 1975) — погребенное продолжение Северо-Шотландских каледонид, Шотландская (Оркадская, Мари-Ферт) впадина, Нортумберлендский выступ, или Центральный Североморский свод, лежащий на продолжении каледонид Южной Шотландии и Северной Англии, Британская, или Южная Североморская впадина. С восточной стороны Шетландско-Оркнейскому выступу противостоит гряда Вестланд-Ставангер, отделенная от юго-западного окончания Скандинавских каледонид Бергенским прогибом, Шотландской впадине соответствует Норвежско-Датская, Центральному Североморскому своду Южно-Датская антеклиза и, наконец, Британской впадине — значительно более глубокая Германская, продолжающаяся на сушу в районе нижнего течения Эльбы. Эта впадина, которая, как мы видели, долго являлась основным центром погружения (депоцентром) всего Среднеевропейского бассейна, отделяется погребенным порогом Помпецкого от Щецинско-Лодзинско-Меховской впадины (синеклизы), возникшей в позднем мелу к юго-западу от инверсировавшего Поморско-Куявского прогиба-авлакогена. Этот авлакоген, приуроченный к юго-западному краю Восточно-Европейского кратона, возник, в свою очередь, над каледонской Рюгенско-Львовской интракратонной складчатой зоной. К концу мела на месте Поморско-Куявского прогиба образовалась Среднепольская зона дислокаций («плакантиклинорий», по Е. Зноско), в создании которой значительную роль сыграл галокинез. На юго-восточном продолжении зоны поднялся Свентокшиский выступ домезозойского основания,

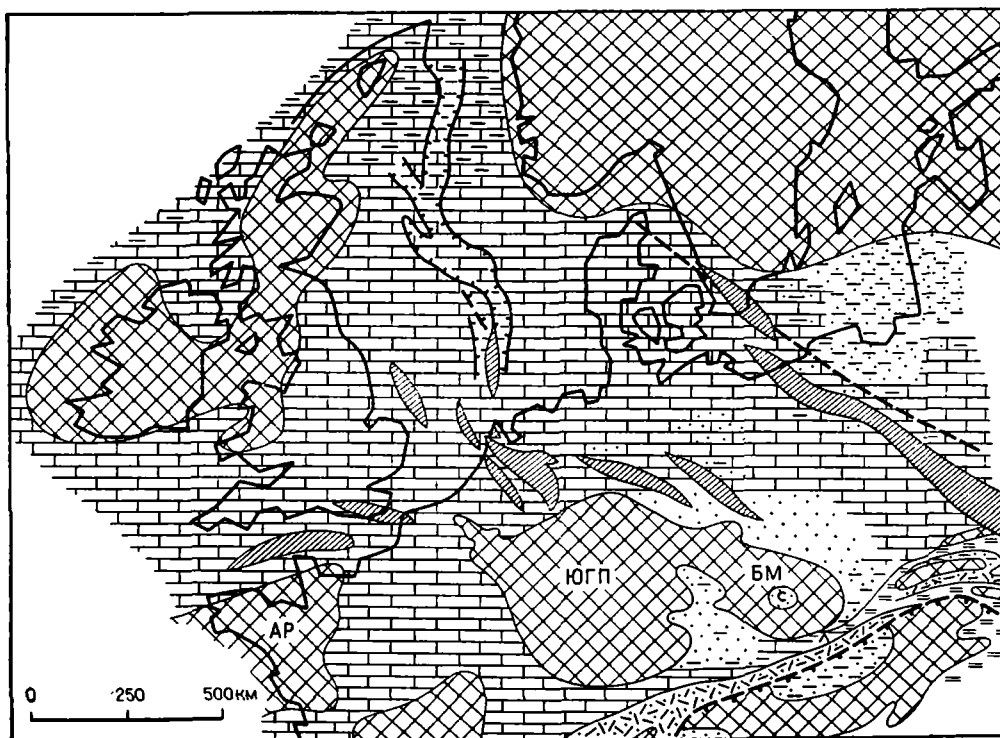


РИС. 54. Литолого-палеогеографическая схема позднего мела Средневропейской мегасинеклизы (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

а в ее северо-восточном обрамлении обособилась Л ю б л и н с к о - Л ь в о в с к а я в п а д и н а, наложенная в основном уже на древнюю платформу.

Общий структурный план Средневропейской мегасинеклизы дополнительно сильно усложнен проявлениями соляной тектоники, варьирующими по мере увеличения мощности соленосной толщи от соляных подушек (эмбриодиапиров) и куполов с диаметром 5—10 км до соляных валов протяженностью до 250 км при ширине до 10 км. Соляные купола образуют группы или цепочки; последние связаны обычно с разломами фундамента; последнее тем более относится к валам, которые приурочены в основном к рифтовым грабенам. Количество соляных поднятий определяется многими сотнями (только в ФРГ поднятий более 200). Преобладающая ориентировка соляных поднятий, наиболее четкая в случае валов, субмеридиональная или северо-западная. Развитие соляных диапиров, начавшееся в триасе, протекало многофазно, оживляясь в региональные фазы (эпохи) тектогенеза: ранне- и поздне-кimmerийскую, австрийскую (перед альбом), ларамийскую; соответственно в сводах диапиров эти фазы отражены несогласиями. Надсолевой этаж, кроме того, как обычно, разбит сбросами.

Сочетание подвижек по разломам фундамента рейнского (северо-северо-восточного) и герцинского (западно-северо-западного) направлений с проявлениями галокинеза привело, особенно на территории ФРГ, к необычной в условиях платформы, даже молодой, сложности строения. Этим было вызвано выделение здесь особого стиля тектоники — с а к с о н с к о г о, отличного как от альпинотипного, так и нормального германотипного, но стоящего ближе к последнему.

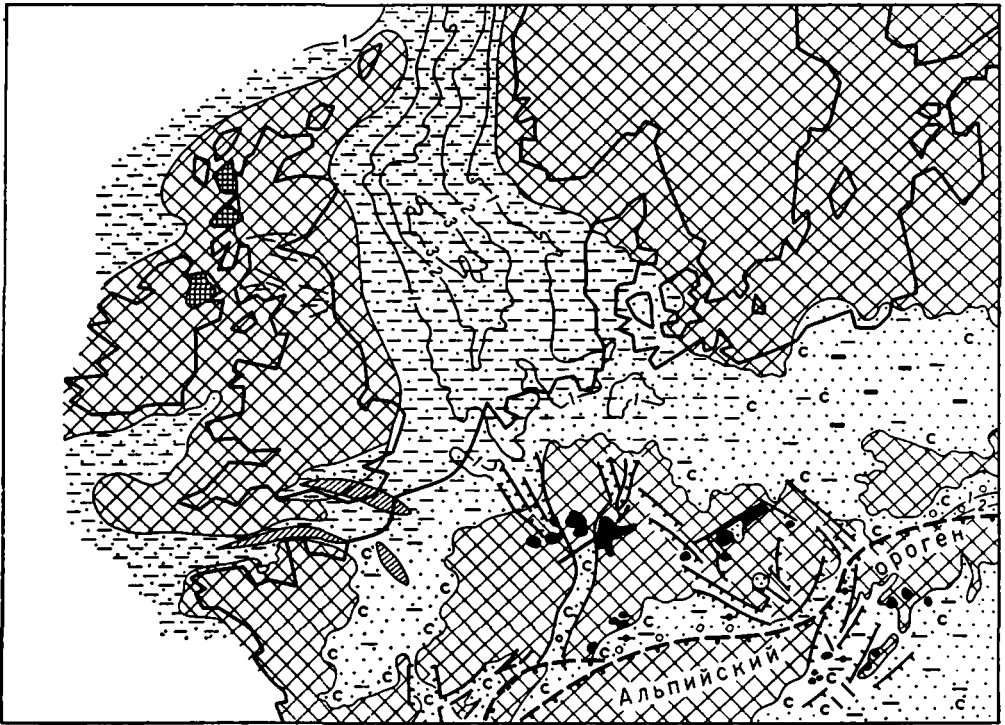


РИС. 55. Литолого-палеогеографическая схема Среднеевропейской мегасинеклизы для третичного периода (по данным П. А. Зиглера).

Усл. обозн. см. на рис. 46

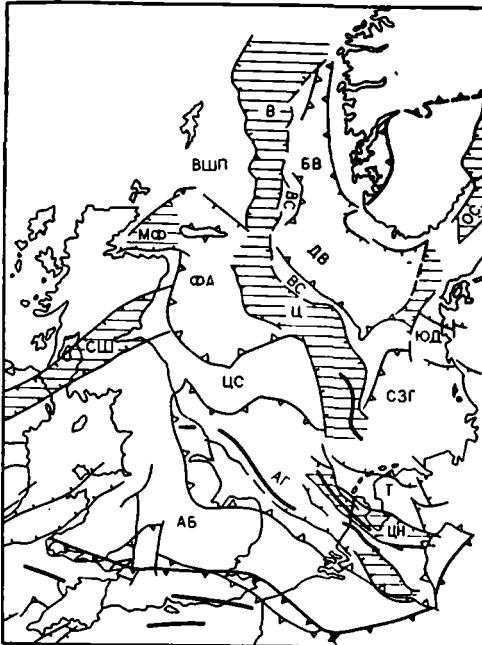
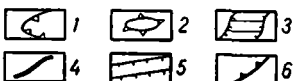


РИС. 56. Структурная схема Североморской части Среднеевропейской мегасинеклизы (по данным П. Е. Кента).

1 — впадины; 2 — поднятия; 3 — грабены; 4 — валы; 5 — сбросы; 6 — фронт каледонид и герцинид.

Впадины: ФА — Форс-Аппрочес, БВ — Бергенская, ДВ — Датская, АГ — Англо-Голландская, СЗГ — Северо-Западногерманская; грабены: МФ — Мари-Ферт, СШ — Срединной долины Шотландии, В — Викинг, Ц — Центральный, ОС — Осло-Скаггерак; ЦН — Центрально-Нидерландский; поднятия: ВШП — Восточно-Шетландская «платформа», ВС — гряда Вестланд-Ставангер, ЦС — Центрально-Североморский свод, АБ — Англо-Брабантский массив, Т — горст Тексел; ЮД — Южно-Датская антеклиз



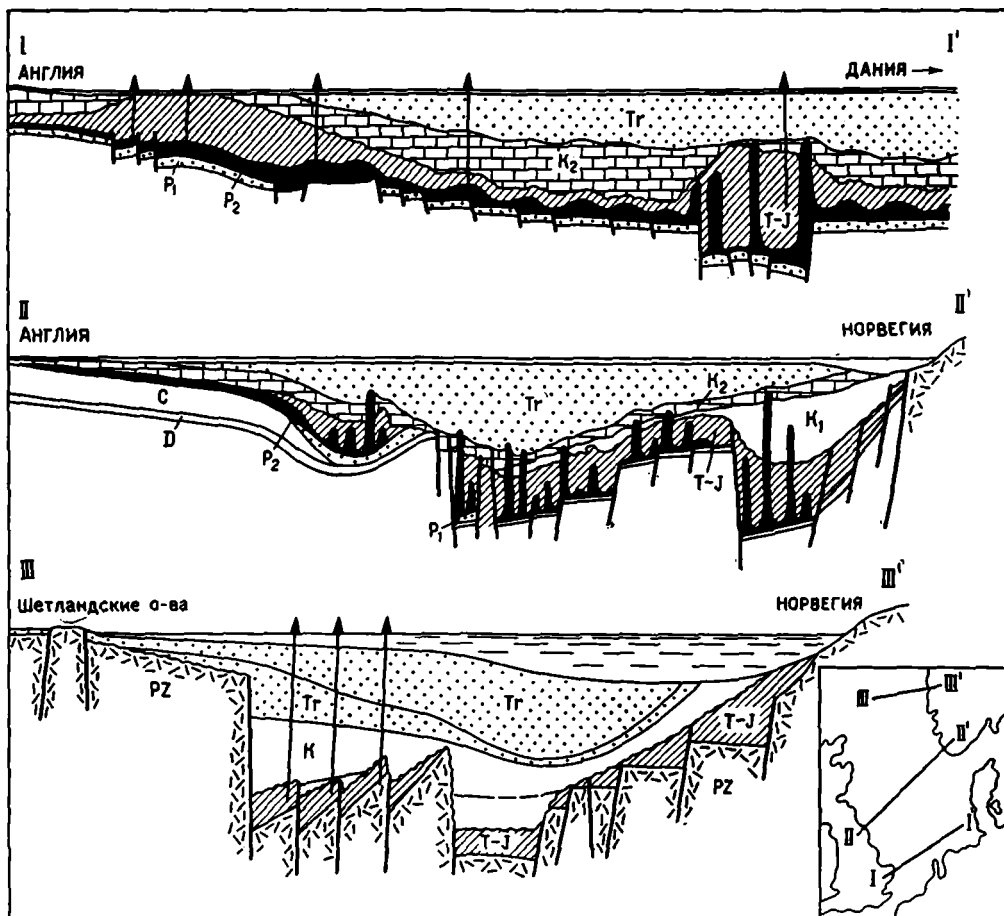


РИС. 57. Профили (I—III) через северморскую часть Среднеевропейской мегасинеклизы (по данным Дж. М. Уотсона и К. А. Свенсена)

В северной половине Северного моря роль галокинеза становится мало-значущей, и основное место в складчатой структуре принадлежит субмеридиональным цепочкам надразломных брахиантиклиналей, сопровождающим краевые разломы осевого рифта (рис. 57). Эти брахиантиклинали вмещают очень крупные нефтяные и газовые залежи, открытые в последние годы.

3. ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Как отмечалось, Западно-Европейская платформа в отличие от Среднеевропейской состоит из отдельных впадин — синеклиз (бассейнов) и более мелких депрессий и разделяющих их массивов с выходами на поверхность герцинского и переработанных в герцинскую эпоху более древних складчатых комплексов. На всю эту мозаичную структуру, начиная с позднего эоцена, была наложена Рейнско-Ронская рифтовая система, протягивающаяся от Северного до Средиземного моря.

Наиболее крупными из синеклиз Западной Европы являются Парижская, Аквитанская, Южногерманская и Иберийская.

Парижская синеклиза (Англо-или Вессекс-Парижский бассейн)¹ представляет одну из крупнейших впадин Западно-Европейской эпигерцинской платформы. Располагаясь в основном в северной половине Франции своим северным бортом она охватывает также восточную часть Ла-Манша и южное побережье Англии к востоку от Корнуолла (Вессекс). Ограничениями Парижского бассейна являются: на западе Армориканский массив, на юге — Центральный Французский массив, на северо-востоке Арденнский и в значительной мере погребенный Лондонско-Брабантский массивы. Северная часть бассейна через авлакоген западного Ла-Манша связывается с Атлантическим океаном, юго-западная часть бассейна через порог (седло) Пуату между Армориканским и Центральным массивами с Аквитанским бассейном, юго-восточная — через Морвано-Вогезский (Бургундский) порог с рифтовой системой Соны—Роны, наконец, восточная — через Люксембургский порог между Рейнскими Сланцевыми горами и Вогезами — с Рейнским грабеном.

Парижская синеклиза начала формироваться в перми—триасе на весьма гетерогенном, но в целом принадлежащем области герцинской консолидации фундаменте, включающем как древние глыбы, так и зоны складчатого геосинклинального палеозоя. Предполагается, что от герцинской, точнее позднегерцинской структуры унаследованы две крупные зоны разломов, пересекающие бассейн и нарушающие поверхность фундамента — одна, проходящая западнее Парижа в субмеридиональном (юго-юго-восточном) направлении от Руана на Орлеан и Невер, и другая, протягивающаяся несколько северо-восточнее Парижа в юго-восточном, затем в восточно-юго-восточном направлении от района Брей в сторону Вогез (рис. 58). Предполагается, что она пересекает Вогезы, разделяя их на два блока, и уходит в Шварцвальд (Le Roux, 1975).

Изопахиты пермской континентальной молассы рисуют крупный трог (авлакоген?) западно-юго-западного — восточно-северо-восточного (на западе юго-западного) простирания с мощностями более 1,5 км, проходящий через центр бассейна и сочленяющийся в районе Парижа с менее глубоким трогом северо-западного направления, уходящим в Ла-Манш и район Уилда в южной Англии. Эта «вилка» трогов, с ветвями, уходящими на северо-запад, юго-запад и восток, и лежит, очевидно, в основе современной структуры Парижского бассейна, имеющего округленно-треугольную форму с бортами, простираниями в меридиональном (западный), восточно-северо-восточном (южный) и западно-северо-западном (северо-восточный) направлении. Северная, английская часть бассейна, простирающаяся широко и осложненная довольно заметной складчатостью и разрывами той же ориентировки, миоценового возраста, видимо, отсечена от основной части бассейна разломом (разломами?), проходящими через Ла-Манш. Тем не менее, намечается связь через Ла-Манш складок южного берега Англии в полосе от Уэймута до Дувра со складчатостью района Пэн-де-Брэй в Северной Франции, между Руаном и Амьеном. Складки эти наметились еще на рубеже юры и мела и возникли в пределах прогиба типа авлакогена, активно погружавшегося в юре и в начале мела испытавшего инверсию с образованием сложного вала. Антиклинальные поднятия построены асимметрично, наклон крыльев местами доходит до вертикального. Причиной складчатых деформаций являлись, очевидно, знакопеременные подвижки фундамента.

За пределами этой зоны дислоцированность осадочного чехла очень невелика и выражается чередованием очень пологих, типично платформенных брахиантиклиналей и синклиналей, имеющих в западной части бассейна северо-западное (параллельное валу Уилд—Пэн-де-Брэй), а в восточной (Люксембург, Лотарингия, Бургундия) — северо-восточное простирание.

¹ Описывается по Ш. Помероло (Geologie de la France, 1974).

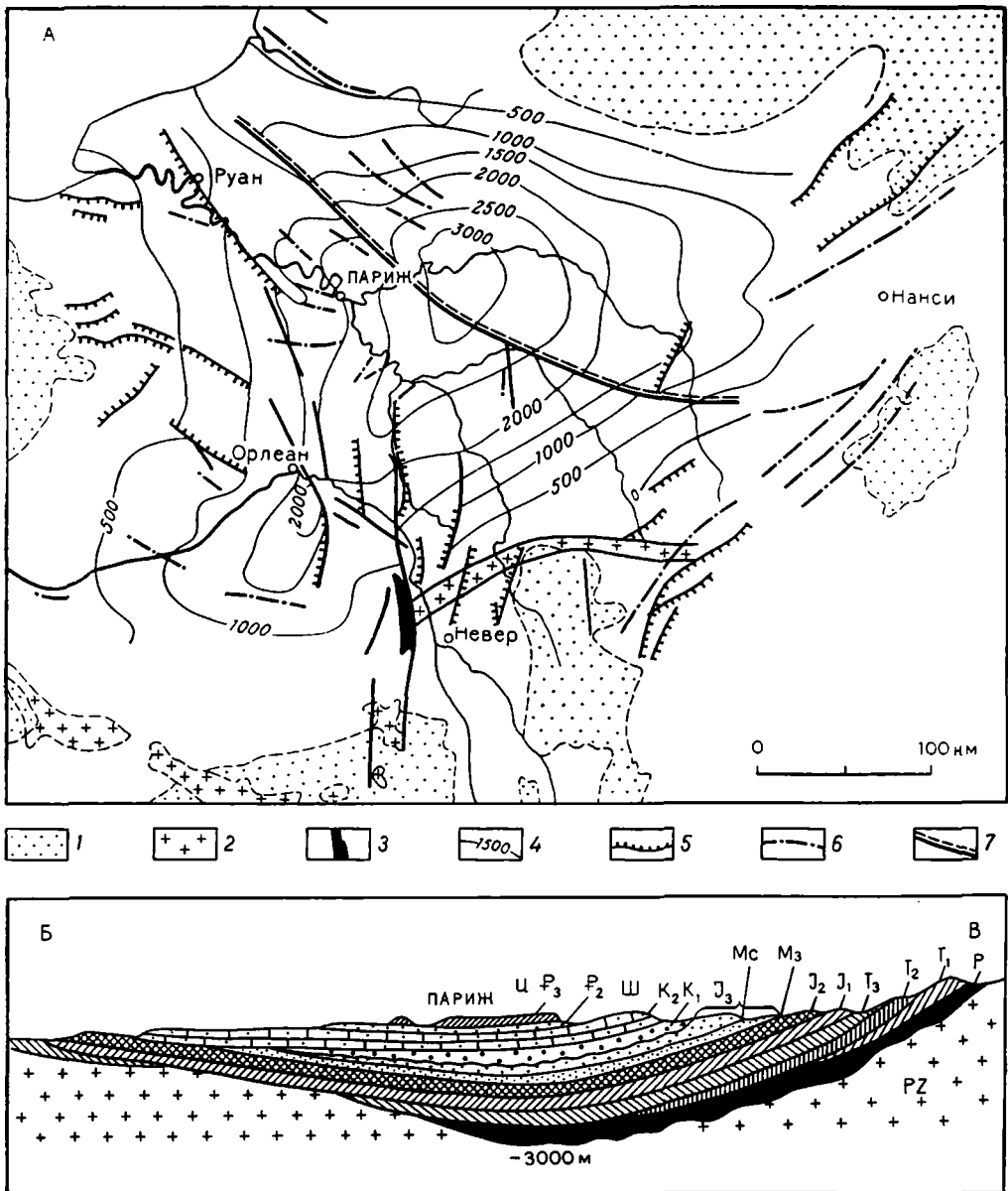


РИС. 58. Структурная схема (А) и профиль (Б) Парижского бассейна (из работы Ш. Поме-роля).

1 — выходы фундамента; 2 — герцинские лейкограниты; 3 — основные породы в зоне магнитного максимума; 4 — изобаты поверхности фундамента; 5 — разломы; 6 — оси главнейших антиклинальных складок чехла; 7 — главный разлом.

И — Иль-де-Франс; Ш — Шампань; Мс — Маас; Мз — р. Мозель; В — Вогезы

Несмотря на незначительную высоту, к поднятиям местами приурочены небольшие залежи нефти.

В истории своего формирования Англо-Парижский бассейн испытал переменное влияние различных смежных областей более интенсивных погружений. В триасе на него постепенно распространялись с востока на запад опускания, связанные со Среднеевропейской мегасинеклизой; соответственно

разрез триаса имеет типично германское трехчленное строение (пестрый песчаник — раковинный известняк—кейпер); эвапоритов он не содержит. Свои современные очертания бассейн приобрел в лейасе, когда морская трансгрессия с востока соединилась с языком бореальной трансгрессии с севера, со стороны Северного моря. После кратковременного отступления моря в конце лейаса, в доггере трансгрессия усиливается, в основании трансгрессивного аалена накапливаются оолитовые железные руды Лотарингии и Люксембурга, через Бургундский пролив устанавливается связь с Тетисом; еще раньше, в среднем лейасе, открылся пролив Пуату (связь с Аквитанским бассейном). В целом в течение юры Вессекс—Парижский бассейн служит местом накопления мелководной карбонатной формации с отдельными пачками мергелей и глини и развитием по периферии небольших коралловых рифов в оксфорде. Мощности лейаса достигают 650 м, доггера 500 м, мальма — 800 м. В Южной Англии развивается зона эмбриональных рифтов близширотного направления, проходящая через Бристольский залив — Сомерсет—Вессекс—Уилд, с вероятным продолжением в Пэн-де-Брэй, параллельно погребенному фронту герцинид (Whittaker, 1975).

В конце юры море покидает Англо-Парижский бассейн, который в течение неокома является в основном ареной континентального, озерно-дельтового и речного осадконакопления (пурбек — вельд), за исключением юго-восточного участка — Бургундии, где сохраняется залив Тетиса. В апте трансгрессия из этого залива соединяется с трансгрессией со стороны Северного моря, преодолевшей поднявшийся в конце юры Англо-Брабантский массив, и в альбе, и позднем мелу бассейн вновь оказывается покрыт морем. На смену глауконитовым пескам альба и отчасти сеномана приходит карбонатная формация верхнего мела мощностью до 800 м.

В маастрихте рассматриваемый бассейн снова подвергается осушению, но уже в датско-монское время море возвращается в его пределы, и в течение палеогена северная часть бассейна испытывает попеременные трансгрессии и регрессии мелкого моря с севера, пока в позднем олигоцене весь бассейн не становится окончательно (кроме Ла-Манша) сушей. Осадки палеогена составляют параличскую карбонатно-терригенную формацию небольшой мощности.

На юге бассейна, между ним и Центральным массивом в настоящее время предполагается существование разлома западно-юго-западного — восточно-северо-восточного направления, заложенного еще в начале позднего палеозоя и определившего его южное ограничение (Montjuvent et Sarrot-Reynaud, 1972). Этот разлом должен был активизироваться в олигоцене; его возможное продолжение отделяет грабен Соны и Роны от Верхнерейнского грабена и здесь, вероятно, он имеет праводвиговую компоненту.

Аквитанская синеклиза (бассейн)¹ служит наземным продолжением и историческим предшественником Бискайского залива, в который в настоящее время и открывается. На севере синеклизы ограничена Армориканским массивом, на северо-востоке Центральным Французским массивом, на востоке замыкается порогом Каркассон, отделяющим ее от Лангедокского прогиба, на юге на нее наложен, начиная со второй половины эоцена, Предпиренейский прогиб (рис. 59). Заложение Аквитанской синеклизы относится к триасу, причем можно предполагать, что исходным для него явилось существование в северном обрамлении герцинских Пиренеев стефано-пермского молассового прогиба. В триасе и юре максимальное погружение неизменно наблюдалось на юге, вблизи Пиреней, и трансгрессии отсюда распространялись на север. Нижний триас представлен в Аквитанском бассейне песчаниками, средний, сложенный пестрыми аргиллитами, содержит прослои доломитов и эвапоритов, верхний триас сложен эвапо-

¹ По Э. Винюку (Geologie de la France, 1974).

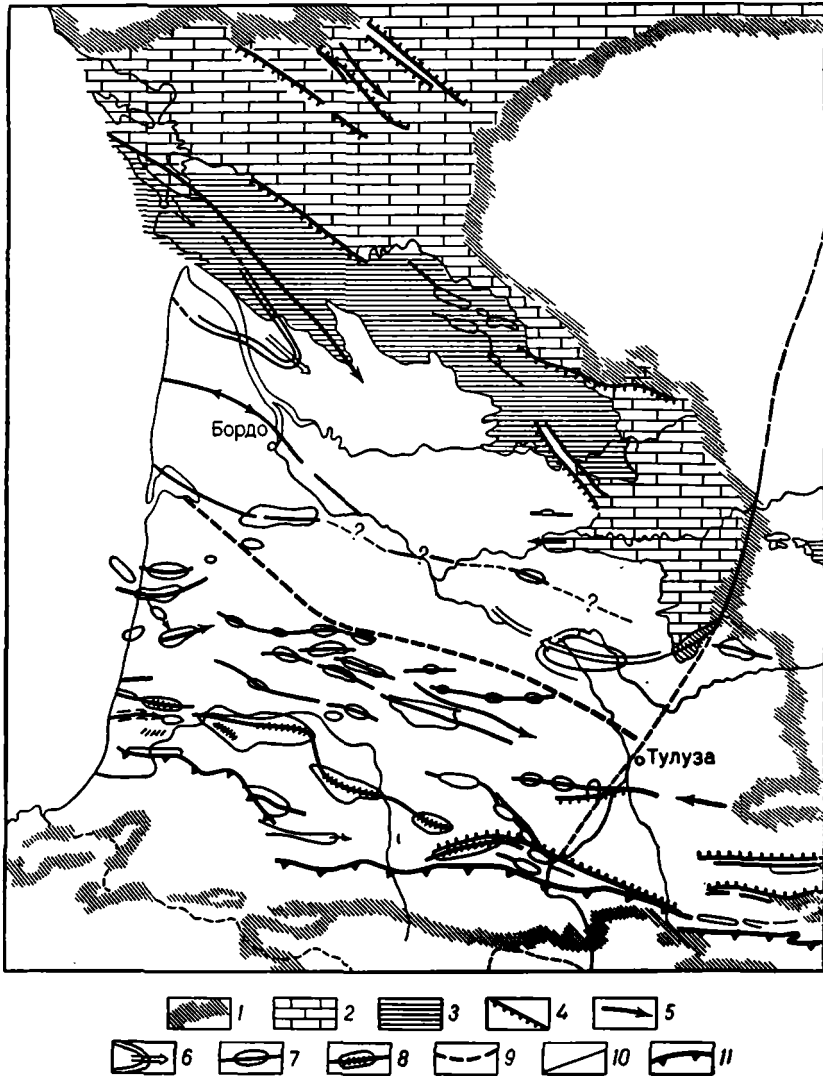


РИС. 59. Структурная схема Аквитанского бассейна (по Э. Винноку).

1 — контуры выходов палеозойского фундамента; 2 — юрские отложения; 3 — верхнемеловые отложения; 4 — сбросы; 5 — оси и направление погружения шарниров платформенных антиклиналей; 6 — оси и погружения шарниров погребенных поднятий; 7 — своды и шарниры брахантиклиналей; 8 — соляные купола; 9 — северная граница распространения соленосного триаса; 10 — поперечный разлом; 11 — Северо-Пиренейский надвиг

ритовой формацией, в кровле которой залегают основные эффузивы («офиты») и затем красные аргиллиты. Распространение триаса, в том числе эвапоритового, с которым связана соляная тектоника бассейна контролируется флексурой северо-западного простирания, проходящей через Тулузу и продолжающейся северным континентальным склоном Бискайского залива. Юрская трансгрессия перешагнула эту Северо-Аквитанскую флексуру и в среднем лейасе, море перекрыло порог Пуату между Армориканским и Центральным массивами и установилась прямая связь между Аквитанским и Парижским бассейнами.

Юре в целом отвечает карбонатная формация, состав которой испытывает существенные изменения, начиная с верхнего лейаса в полосе меридионального простираения, проходящей через Ангулем и По. К западу от этой полосы распространены нормально-морские и относительно глубоководные (нижняя часть шельфа) осадки, к востоку эвапоритовые (в лейасе они известны и на западе), лагунно-континентальные или (в мальме) мелководно-карбонатные (вторичные доломиты). В самой полосе Ангулем — По развиты рифовые постройки, оолитовые и обломочные известняки. Мощность юры не превышает 1 км.

В конце юры наметилось разделение западной, наиболее интенсивно погружавшейся части бассейна, на два прогиба — Парантис на севере и Адурский на юге, разделенные Ландским сводом. Имея субширотное простираение, все эти три структурных элемента упираются на северо-востоке в Северо-Аквитанскую флексуру. Адурский прогиб фактически составляет одно целое с Северо-Пиренейским прогибом. Прогиб Парантис является центральным для всей синеклизы и именно на его продолжении лежит центральная часть современного Бискайского залива.

На границе юрского и мелового периодов Аквитанская синеклиза испытывает осушение, но затем погружение резко усиливается, а равно и дифференциация на указанные структурные элементы. Начиная с этого же времени проявляется соляная тектоника. Господствующим типом осадков в раннем мелу остаются карбонаты — биостромы и биогермы на мелководье, мергели на больших глубинах (в пределах шельфа). Глубокая, не компенсированная осадконакоплением часть прогиба Парантис в апте—альбе оказывается опоясанной барьерным рифом. Ось Адурского прогиба, где мощности нижнего мела достигают 5 км, смещается к северу.

Позднемеловая эпоха открывается новой широкой трансгрессией к северу, за Северо-Аквитанскую флексуру, где нижний мел не отлагался. На Ландском своде, в соляных куполах сеноман залегает прямо на юре. По северной и восточной периферии бассейна («Аквитанская платформа») накапливаются мелководные обломочно-карбонатные осадки, прогиб Парантис углубляется и отчетливо открывается в Атлантику, накапливая глинисто-карбонатные осадки малой мощности; в позднем сеноне начинается его заполнение обломками карбонатов северного происхождения. В Адурском прогибе активно действуют течения, осуществляя подводную эрозию; его северный склон представляет крутой уступ, к югу от которого появляется пиренейский флиш. К востоку оба прогиба мелеют и мощности сокращаются. Эта ситуация в общем сохраняется до среднего эоцена включительно, но с постепенным заполнением прогибов и распространением континентального режима с севера и востока на юг и запад. Любопытно появление олистостром, которые чем севернее, тем становятся моложе. Все сильнее ощущается углубление бассейна в направлении Атлантики.

В позднем эоцене происходит резкое поднятие Пиреней, с которых начинает поступать большая масса грубообломочного материала, с избытком заполняющая Адурский прогиб, превратившийся в передовой прогиб Пиреней. В погружение втягивается Ландский свод, залив Парантис постепенно мелеет, море отступает в пределы современного Бискайского залива.

В итоге этого развития Аквитанский бассейн приобрел достаточно сложную структуру (рис. 60). Его фундамент на юге испытал погружение более чем на 10 км и порядка 7 км в прогибе Парантис. В этом же направлении наблюдается усиление деформаций, особенно к югу от Северо-Аквитанской флексуры, и, в частности, проявлений соляной тектоники. На юге бассейн вместе с Предпиренейским прогибом ограничен Северо-Пиренейским фронтальным шарьяжем, возникшим в позднем эоцене. Этот разлом продолжается на запад в направлении южного континентального склона.

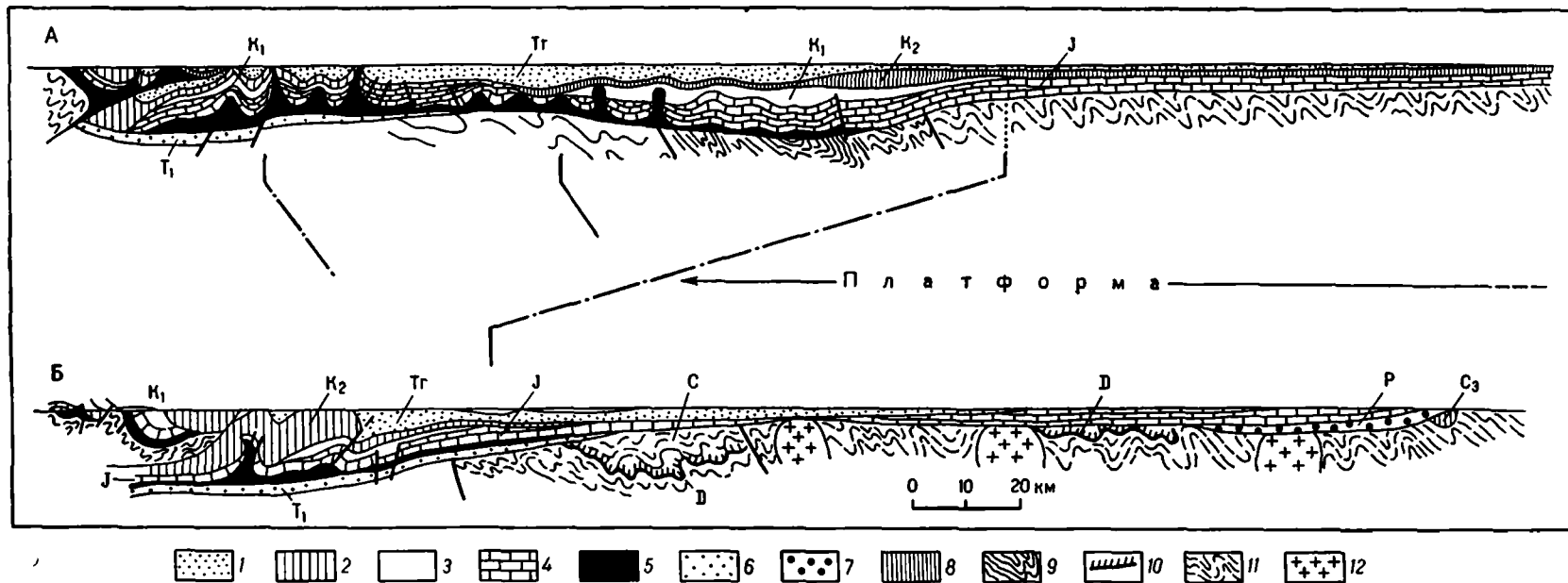


РИС. 60. Профили (А и Б) через Аквитанский бассейн (по Э. Винноку). 5 — соленый тряс; 6 — нижний тряс; 7 — пермь; 8 — стефан; 9 — карбон; 10 — девон; 11 — додевонские образования; 12 — граниты
 1 — третичные отложения; 2 — верхний мел; 3 — нижний мел; 4 — юра;

Аквитанский бассейн является основным нефтегазоносным бассейном Франции и детально изучен бурением и геофизическими работами. Нефть залегает преимущественно в прогибе Парантис, газ — в Адурском прогибе.

Южногерманская плакосинеклиза. Эта плоская и неглубокая отрицательная структура Западно-Европейской молодой платформы имеет форму равнобедренного треугольника с основанием, простирающимся на 500 км в широтном направлении вдоль верхнего течения р. Дунай. По этой линии, имеющей флексурно-разломную природу (Дунайский краевой разлом) Южногерманская плакосинеклиза граничит с Предальпийским молассовым прогибом, наложенным на ее южный край. С запада плакосинеклиза ограничивается полосой горстовых поднятий герцинского фундамента Шварцвальда, Оденвальда—Шпессарта и Рулы; последние два входят в систему герцинской Среднегерманской геoaнтиклинали. В целом данная зона поднятий отделяет Южногерманскую плакосинеклизу от Верхнерейнского грабена и имеет параллельное последнему «рейнское» простираение. На востоке плакосинеклиза граничит по Франконско-Баварской зоне разломов с Тюрингским выступом герцинид (Тюрингские Сланцевые горы) и Богемским массивом; эта зона разломов выражена наиболее четко и характеризуется наиболее значительным смещением. Северное замыкание плакосинеклизы находится в районе г. Касселя, где сходятся ограничивающие ее разломы.

Южногерманская впадина несогласно наложена на южные зоны Средневропейской геосинклинальной системы — Среднегерманскую геoaнтиклиналь Саксотюрингскую зону и юго-западное продолжение Богемского срединного массива. В позднем карбоне и особенно ранней перми в эпоху накопления красного лежня на месте северо-западной части современной впадины находились межгорные прогибы северо-восточного простираения.

Глубина погружения геосинклинального основания в пределах рассматриваемой впадины невелика — лишь в северной ее половине превышает 1 км, а на остальной площади и особенно на юге измеряется сотнями метров. В южной полосе от южного Шварцвальда к Богемскому массиву простирается погребенный Винделицийский кряж, отделявший в позднем палеозое и раннем мезозое геосинклинальный бассейн Тетиса от Среднеевропейского эпиконтинентального бассейна. Платформенное развитие района впадины началось в поздней перми, в цехштейновую эпоху. Примерно до середины юры опускания были сосредоточены в северной части впадины, которая являлась периферией Среднеевропейской мегасинеклизы. При этом наблюдалось последовательное расширение области осадконакопления в южном направлении, пока, наконец, в лейасе она достигла современной долины Дуная. Начиная с доггера северная половина впадины вытягивается в поднятия, южная, напротив, во все более значительные опускания, продолжающиеся в мальме и возобновляющиеся в позднем мелу. Этот региональный наклон к югу выражен и в современном эрозионном срезе постепенной сменой триасовых отложений юрскими, а юрских — меловыми в южном направлении.

Контур впадины окончательно обозначались уже в палеогене. Впрочем, Франконская зона разломов возникла еще в конце герцинского цикла и проявляла активность на протяжении перми и мезозоя, особенно перед сеноманом. В кайнозое ее роль была значительно меньше. Напротив, в это время заметно активизировались Дунайский разлом и разломы вдоль Шварцвальда—Шпессарта. С разломами «рейнского» направления связаны относящиеся к миоцену проявления базальтового вулканизма.

Структура поверхности фундамента и осадочного чехла в рассматриваемой впадине характеризуется пологими изгибами большого радиуса, из которых наиболее крупными являются Франконский свод в центре и прогиб Франконского Альба на северо-востоке, сопряженный с Франконским

разломом, а также малоамплитудными сбросами небольшой протяженности всех трех отвечающих ограничениям впадины направлений — рейнского (северо-северо-восточного), герцинского (северо-западного) и рудногорского (восточно-северо-восточного).

Иберийская плакосинеклиза. Под этим названием выделяется площадь развития мезо-кайнозойского осадочного чехла в центральной и восточной частях Иберийской Месеты. Чехол включает триас германского типа, морскую юру, мел, начинающийся пресноводным вельдом, и континентальный и маломощный кайнозой. Общее увеличение роли морских фаций и отчасти мощности осадков в северном направлении указывает на то, что эта область являлась южным шельфом Пиренейской геосинклинали и развивалась под влиянием последней. На юго-востоке она тяготеет к другой геосинклинальной системе — Бетско-Балеарской. Распространение чехла в пределах Иберийской плиты прерывается выступами герцинского фундамента. На северо-востоке это выступы Иберийских гор, вытянутые в северо-западном — юго-восточном направлении в согласии с простираем герцинского комплекса, на западе пересекающее плиту по диагонали горстовое поднятие Сьерры-де-Гвадаррамы, более молодое, но связанное с оживлением позднегерцинских диагональных сдвигов, прослеживающихся юго-западнее через всю обнаженную площадь фундамента. Поднятие Сьерры-де-Гвадаррамы отделяет северо-западную часть плиты, совпадающее со Старо-Кастильским плоскогорьем, от лежащей юго-восточнее Ново-Кастильской ее части. В наиболее погруженных участках обеих частных впадин мощность чехла достигает 2—2,5 км. Еще один значительный прогиб чехла с мощностью более 1,5—2 км простирается северо-восточнее и юго-восточнее поднятия Иберийских гор, отделяя их от другой зоны выступов герцинского фундамента — Прибрежных цепей Каталонии. К северу от Иберийских гор и Каталонских цепей простирается уже Южный Предпиренейский (Арагонский) прогиб, характеризующийся особенно резким увеличением мощности палеогена и его морским развитием.

Зона Иберийских (Кельтиберийских) гор отличалась в мезозое довольно интенсивным линейным погружением, достигшим в сумме 3,5 км. Это дало основание некоторым исследователям рассматривать ее в качестве геосинклинали, даже модельной геосинклинали. Такая трактовка подкреплялась тем, что осадочный чехол в пределах данной зоны испытал довольно интенсивное смятие с образованием веера асимметричных складок, частично осложненных взбросами. В действительности она представляет, очевидно, структуру типа инверсионного авлакогена, который на юго-востоке (в этом направлении шло расширение и углубление прогиба) мог сочлениваться с Бетско-Балеарской геосинклиной. Вдоль осевой зоны авлакогена развивалось поднятие («геоантиклиналь Атока-Монтальбан»), сопровождавшееся симметрично расположенными прогибами, за которыми лежали Кастильский и Арагонский континентальные массивы. В ходе дальнейшей эволюции прогибы мигрировали в направлении последних, а поднятие между ними расширялось, осложнившись затем опусканием на месте первичного, значительно более узкого поднятия. Слияние прогибов, оттеснявшихся со стороны Иберийских и Каталонских цепей, с одной стороны, и Пиреней — с другой, привело к образованию на месте Арагонского массива южного Предпиренейского прогиба.

Лузитанский периокеанический прогиб. Палеозойский массив Иберийской Месеты на западе на значительном протяжении непосредственно обрывается берегом Атлантического океана. Исключение составляет полоса побережья между городами Сетубал на юге (несколько южнее Лиссабона) и Авейру (южнее Порту) на севере, сложенная юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями. Этот комплекс образует глубокий (более 4 км) узкий прогиб, сменяющийся на крайнем западе в районе

мыса Карвойеро поднятием. Этот прогиб находит свое продолжение в океане, в пределах шельфа и континентального склона (*Structure géologique*, 1975), составляя вместе с ним полосу перикоенических опусканий на границе Иберийского континентального блока и Атлантики. Южное морское продолжение Лузитанского прогиба отделено от наземного субширотным поперечным разломом, прослеживающимся западнее в структуре дна океана. Другой подобный разлом пересекает прогиб и смещает его границы южнее г. Порту, где к этому разлому приурочены подводный каньон Назаре. Севернее разлома Назаре прогиб построен в пределах шельфа моноклинально, южнее осложнен складчатостью и диапиризмом. Оба поперечных разлома на востоке приобретают северо-восточное направление и сливаются с позднегерцинскими сдвиговыми смещениями Месеты. Но в пределах окраины континента эти разломы были активны и в мезозое, и в кайнозое; они переходят в пределах океанического ложа в трансформные разломы, сыгравшие свою роль при раскрытии Атлантики. Последние подвижки по самим разломам одновременны заключительным движениям западного подводного окончания Пиреней (ранний эоцен) и Бетской Кордильеры (неоген). От Иберийского массива Лузитанский прогиб отделен крупным и, очевидно, глубоким сбросом; более мелкие продольные сбросы осложняют и его внутреннюю структуру. В районе мыса Рока (западнее Лиссабона) в Лузитанском прогибе известны покровы эоценовых базальтов и плутон щелочных гранитов, а южнее интрузии нефелиновых сиенитов. Севернее Лиссабона в прогибе как на суше, так и на шельфе наблюдаются проявления соляной тектоники, связанные с нижнеюрскими эвапоритами.

4. ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Кратонизация Средней и Западной Европы, прогрессивно развивавшаяся в южном направлении от Балтийского щита, сопровождалась через определенное время рифтообразованием, следовавшим в том же направлении. В итоге возникла рифтовая система, протягивающаяся с субмеридиональным простираем от Норвежского моря и юга Скандинавии через Северное море и Европейский континент в пределы западного Средиземного моря (рис. 61) и далее уходящая в Африку (Тунис и Ливию), в конечном счете достигая вершины Гвинейского залива. Существование такой системы впервые было отмечено Г. Штилле в 1925 г., увязавшим в единую зону «озеро Мьеса — Средиземное море» грабен Осло (оз. Мьеса находится в его северной части), Верхнерейнский и Ронский грабены. Нефтепоисковые работы в Северном море, проведенные в последнее десятилетие, показали, что наряду с северо-северо-восточной ветвью, прослеживающейся от Верхнерейнского грабена через Гессенский грабен и Скагеррак на грабен Осло, имеется другая мощная ветвь северо-северо-западного и северного направления, уходящая через Нижнерейнский грабен в Нидерланды и далее пересекающая Северное море и продолжающаяся в Норвежском море. Таким образом, оказалось, что рифтовая система Западной Европы является гораздо более крупной, чем предполагал Г. Штилле; ее общая протяженность (до берегов Африки) достигает 2,5—3 тыс. км, а ширина на севере составляет 900 км (от берегов Шотландии до Осло-фьорда).

Западно-Европейская рифтовая система (ее еще можно назвать Северноморско-Средиземноморской) обладала длительным развитием — грабен Осло—Скагеррак возник еще в перми, грабены Северного моря, Нидерландов и севера ФРГ — в триасе, причем эти более древние звенья отмерли к концу мезозоя, но ее центральная и южная части были сформированы в основном в неогене, одновременно или сразу вслед за завершающимися фазами альпийской складчатости, а северный сегмент подвергся в это время

РИС. 61. Западно-Европейская рифтовая система.

1—5 — рифты: 1 — контуры, 2 — позднепалеозойские, 3 — раннемезозойские; 4 — палеогеновые, 5 — олигоцен-неогеновые; 6 — фронт каледонид; 7 — фронт герцинид; 8 — фронт альпид; 9 — поперечные разломы (сдвиги?); 10 — поля основных и щелочных вулканитов. Рифты: В — Викинг, Ц — Центральный, О — Осло, С — Скаггерак, ЦН — Центрально-Нидерландский, Г — Гессенский, НР — Нижнерейнский, ВР — Верхнерейнский, СН — Сонский, Л — Лимань, Р — Ронский, АП — Алжиро-Прованский, К — Кампидано, Т — Тунисского пролива, Х — Хонский.

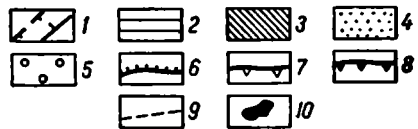
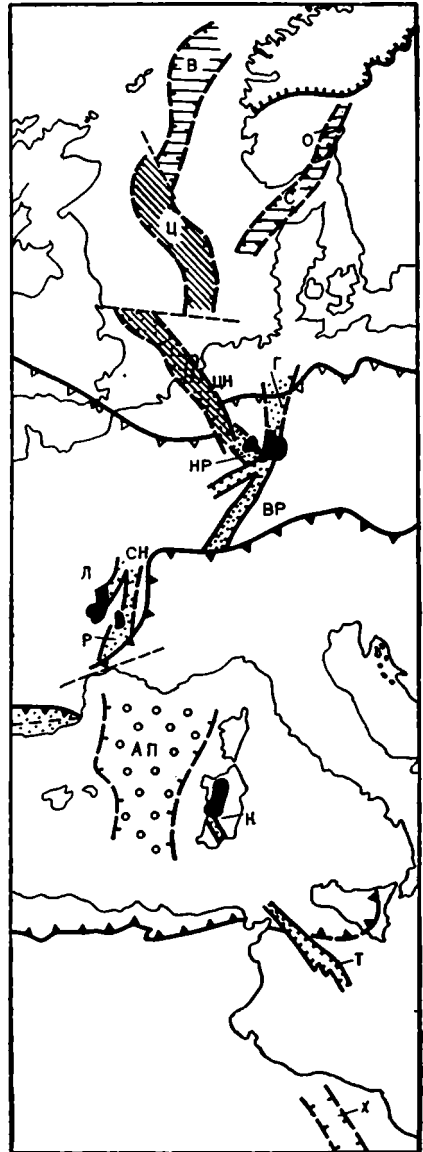
частичному обновлению. Далее будет рассмотрено строение именно новейших звеньев Западно-Европейской рифтовой системы, начиная с наиболее северных.

Нижнерейнский грабен образует основание западной ветви Западно-Европейской рифтовой системы, — ветви, уходящей в Северное море. Это сложнопостроенная зона блоковых опусканий, замыкающаяся на юге (юго-юго-востоке), между Бонном и Кобленцем и раскрывающаяся и углубляющаяся к северу в пределах Нидерландов, где она исчезает под покровом четвертичных отложений. Нижнерейнский грабен пересекает герцинский массив Арденн—Рейнских Сланцевых гор на участке его поперечного Крефельдского воздымания. Каледонский Брабантский массив, Арденны и юго-западная часть Рейнского массива находятся с западной стороны грабена, восточная часть Рейнского массива — с другой его стороны. Разломы, с которыми связано образование грабена, продолжают в теле Рейнского массива и южнее массива, протягиваясь на соединение с Майнцской впадиной и Верхнерейнским грабеном и подчеркивая единство рифтовой системы.

Основное время формирования грабена приходится на олигоцен и особенно миоцен, но дифференциальные опускания проявлялись, начиная с поздней перми (цехштейн), а затем в триасе, лейасе, отчасти доггере, сменившись поднятиями в мальме, мелу, раннем палеогене. Последние непосредственно предшествовали разрывообразованию, которое на юго-западе началось уже в позднем мелу. В олигоцене в грабен с севера вторглось море, но вскоре отступило, и более молодые осадки являются уже континентальными, частично угленосными.

В современной структуре Нижнерейнская впадина имеет сложное строение, с чередованием поднятых и опущенных блоков и промежуточных между ними ступеней. В центральном грабене подошва осадочного чехла (цехштейна) опущена до 2—3,5 км, подошва кайнозоя — до 2 км.

Рифтообразование сопровождалось вулканизмом в обрамлении грабена. Этот вулканизм начался в олигоцене и продолжался до голоцена.



Последние извержения в районе знаменитых маар Эйфеля датированы 8 тыс. лет до н. э. По составу вулканы изменяются от базальтов и андезитов до трахитов и фонолитов. Ограничивающие грабен разрывы сейсмически активны и в современную эпоху.

Гессенский грабен расположен к востоку от Нижнерейнского, между Рейнским и Тюрингским герцинскими массивами (Реногерцинская зона), на схождение разломов северо-северо-восточного и северо-северо-западного простираний. На юге через Майнцскую впадину Гессенский грабен соединяется с Верхнерейнским и составляет наиболее южное звено восточной ветви Западно-Европейской рифтовой системы. Разрывы, положившие начало формированию грабена, как и в случае Нижнерейнского грабена, возникли уже в конце герцинского цикла, в связи с чем уже в эпоху чехштейна здесь образовался залив, продолжавшийся далее к югу в Южногерманскую плакосинеклизу. Осадконакопление продолжалось в триасе и лейасе, сменившись поднятиями в доггере — раннем мелу, новыми опусканиями в позднем мелу и дифференцированными движениями в раннем палеогене. Современная структура начала формироваться в конце мела; движения усилились в олигоцене, когда сюда проникло море, и достигли максимальной интенсивности в миоцене, сопровождаясь вспышкой вулканической деятельности. Наиболее крупным центром последней явился Фогельсберг на юге грабена; миоценовые базальтовые покровы здесь занимают площадь в 2,5 тыс. км и достигают 200 м мощности, сменяясь верхнемиоценовыми — нижнеплиоценовыми фонолитами.

Верхнерейнский грабен начинает собой основной ствол рифтовой системы и представляет ее наиболее отчетливо выраженный элемент. Еще со времени работ Э. де Бомона и особенно Г. Клооса он стал классическим примером крупных грабенов. В связи с повышением интереса во всем мире к рифтовым структурам, он подвергся в последнее время специальному изучению в геодинамическом аспекте (The Rhein Graben Progress Report, 1967; Graben Problems, 1970).

Верхнерейнский грабен простирается на 300 км в северо-северо-восточном («рейнском») направлении при ширине 35—40 км. Он прекрасно выражен в рельефе (рис. 62), дно лежит на уровне от 100 м на севере до 250 м на юге; ограничивающие грабен возвышенности — Вогезы с Гаардтом и Пфальцем на западе и Шварцвальд с Оденвальдом и Шпессартом на востоке — подняты до отметок 600 м на севере и 1000 м на юге. Эти возвышенности представляют выступы герцинского фундамента. Реконструкция предшествующей грабенообразующей структуры показывает, что эти возвышенности должны были первоначально составлять единый свод высотой до 2 км. В настоящее время поверхность фундамента опущена в пределах грабена на глубину до 5—5,5 км. Осадочное выполнение состоит из отложений верхней перми, триаса, юры и кайнозоя, причем наибольшей мощностью обладают отложения верхов палеогена, низов миоцена и верхнего плиоцена — плейстоцена. Фундамент и чехол, за исключением самых верхних горизонтов, разбиты в пределах грабена сбросами, наклоненными как к оси грабена, так отчасти и к его бортам. Амплитуда главных сбросовых ограничений грабена достигает 1,5 км. Земная кора обнаруживает в зоне грабена отчетливое утонение — до 28—24 км против 30 км и более на периферии. К участку максимального утонения коры приурочен миоценовый вулканический аппарат Кайзерштуля; здесь грабен пересекается поперечным разломом.

В основании коры в интервале 24—40 км глубинным сейсмондированием установлено присутствие «подушки» разуплотненного мантийного материала шириной в 190 км, со скоростями продольных волн 7,2—7,7 км/с. С этим «мантийным диапиром» в форме лакколита с апофизами и была связана, совершенно очевидно, магматическая деятельность; кроме того, обнаружено существование слоя низких скоростей в основании «гранитного»

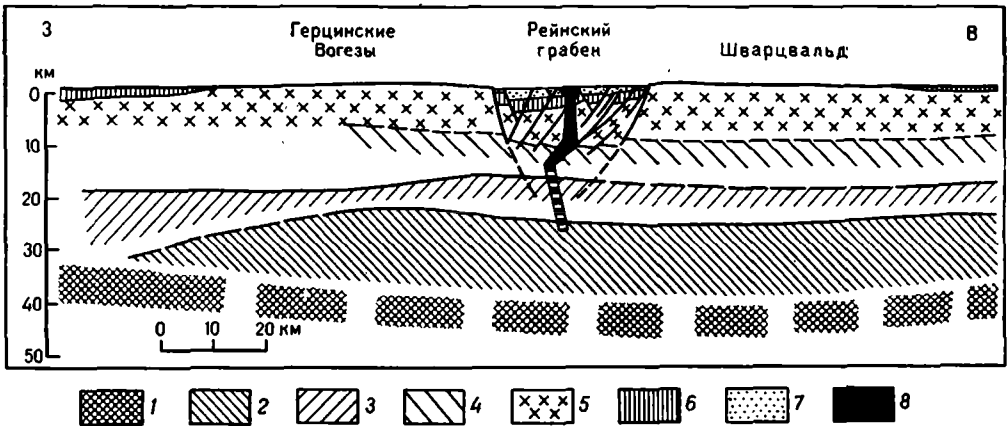


РИС. 62. Схематический глубинный профиль через Рейнский грабен (по данным К. Ситтлера).

1 — верхняя мантия; 2 — переходная зона между мантией и корой (разуплотненная мантия? — В. Х.); 3 — «базальтовый» слой коры; 4 — зона низких скоростей в основании «гранитного» слоя коры; 5 — «гранитный» слой коры; 6 — платформенный чехол (триас и юра); 7 — кайнозойское выполнение грабена; 8 — базальтовый вулканизм

слоя. Зона грабена характеризуется резко пониженной (20 м, местами до 7 м) геотермической ступенью и многочисленными термальными источниками.

На северном и отчасти южном окончаниях Верхнерейнский грабен расширяется, на севере переходя в Майнцкую впадину, через которую он связывается с Гессенским грабеном. Оба эти расширения совпадают с ориентированными в «рудногорском» направлении позднегерцинскими молассовыми прогибами.

Зона разломов, с которой связано возникновение Рейнского грабена, зародилась, по Г. Иллису, в самом конце герцинского цикла в качестве левого сдвига. В триасе и юре зона будущего грабена претерпела несколько большее опускание, чем обрамляющие его поднятия, но в общем оно составило 1,2—2 км против менее чем 1,2 км в пределах последних, причем существенную роль играло региональное погружение к северу. С конца мела и вплоть до среднего эоцена зона грабена вместе с периферическими поднятиями испытывала сводовое воздымание, которое с конца мела сопровождалось вулканизмом. В среднем эоцене началось плавное опускание полосы будущего грабена с возникновением обстановка озерного осадконакопления. Собственно рифтообразование началось на юге в конце эоцена, на севере — в раннем миоцене. В раннем олигоцене грабен превратился в солеродный бассейн; с солями этого возраста связаны на юге проявления диапиризма. В среднем олигоцене к грабену был приурочен пролив, соединивший Северо-Европейский бассейн со Средиземноморским. Последнее вторжение моря в грабен, сопровождавшееся местами соленакоплением, относится к раннему миоцену. Более молодые осадки являются уже пресноводными. Хотя главная фаза грабенообразования и закончилась в миоцене, приведя к растяжению порядка 5 км, краевые горсты продолжали воздыматься в плиоцене и плейстоцене, причем только в течение последнего амплитуда воздымания составила до 500 м. Краевые сбросы сейсмичны и в современную эпоху.

Однако, как показал Г. Иллис (Illies, 1975), поле региональных тектонических напряжений испытало со времени главного рифтообразования значительное изменение своей ориентировки, повернувшись со времени среднего эоцена на 60°. Благодаря этому, начиная с позднего плиоцена в зоне грабена происходят левосторонние сдвиговые смещения, что подтверждается ориентировкой напряжений в очагах землетрясений. Неперпендикулярность

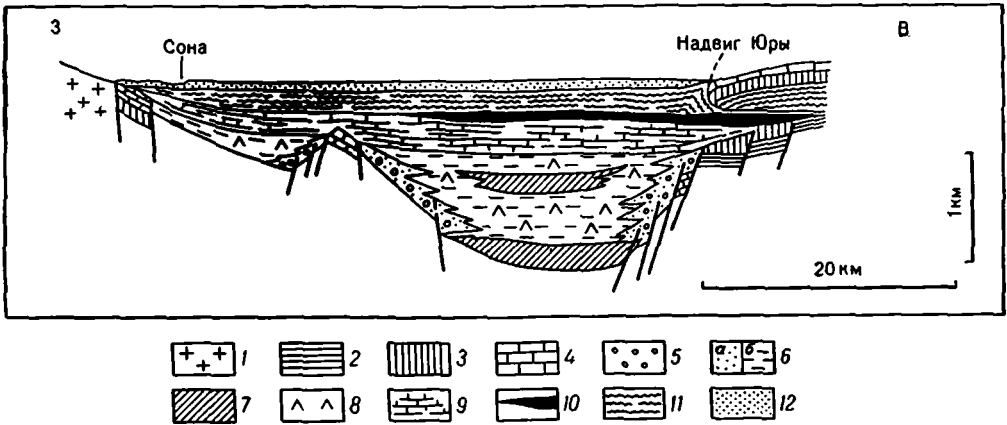


РИС. 63. Схематический профиль через южную часть грабена Бресс на широте г. Макона (по данным А. Лефавре, Ж. Шуаньяра, П. Рата).

1 — дотриасовый фундамент; 2 — лейас; 3 — доггер; 4 — мальм; 5—11 — выполнение грабена: 5 — олигоцен, конгломераты; 6 — то же: а — песчаники, б — глины; 7 — то же, каменная соль; 8 — то же, ангидриты и гипсы; 9 — верхний олигоцен, озерные известняки и мергели, 10 — миоцен, морская моласса; 11 — понт, мергели с лигнитом; 12 — плиоцен, озерные пески и мергели

современных растягивающих напряжений оси грабена установлена и прямыми измерениями (Geodynamics Project. . ., 1975).

На юге Верхнерейнский грабен заканчивается, упираясь в молодую складчатую зону Юрских гор. Однако восточный краевой разлом ощущается в пределах последней в виде флексурной полосы долины Рейна. Вместе с тем западнее Юрских гор возникает другая зона грабенов — зона Бресс—Соны—Роны, которая кулисообразно подставляет Верхнерейнский грабен, вероятно в результате проявления «трансформного» разлома с амплитудой порядка 100 км, и протягивается на юг до Средиземного моря.

Зона грабенов Бресс—Соны—Роны. Северное звено этой зоны — грабен Бресс—Соны северо-северо-восточного простирания ограничивается на западе Морванским выступом Центрального Французского массива, на северо-западе Бургундским седлом — погребенным соединением Центрального массива и Вогез, отделявшим Парижский бассейн от Альпийской геосинклинали (через это седло временами возникал пролив Бургундских ворот), на северо-востоке — южным погружением Вогез и на востоке Юрскими горами. Бургундское седло ступенчато погружается в грабен Бресс, а Юрская зона полого на него надвинута (рис. 63), что было обнаружено бурением.

Длина грабена Бресс—Соны составляет около 430 км, ширина 50—60 км. В поперечном сечении грабен асимметричен — его наиболее глубокая часть явно смещена к востоку, а основание разбито на блоки. При общей вытянутости грабена почти в меридиональном направлении он состоит из трех отдельных ложбин, разделенных погребенными горстовыми поднятиями. Герцинский фундамент грабена перекрыт чехлом триасовых, юрских и меловых отложений. За выполнение грабена состоит из эоценовых озерных известняков, лагунной молассы олигоцена, включающей линзы эвапоритов (ангидрит, гипс, каменная соль), морской молассы миоцена, понтических мергелей с лигнитом и, наконец, озерного полиоцена и плейстоцена. Этот разрез показывает, что опускания и здесь начались во второй половине эоцена, а основной период рифтообразования приходится на олигоцен и миоцен. Надвигание Юрского складчатого сооружения на грабен Бресс произошло в послепонтическое время.

На юге грабен Бресс—Соны достигает широты Лиона, где Сона впадает в Рону. Погребенное поперечное поднятие фундамента, с которым восточнее совпадает южное окончание складчатой зоны Юрских гор, отделяет этот грабен от впадины Нижнего Дофинэ, простирающейся вдоль левого берега Роны до города Валанс (отсюда другое название впадины — бассейн Валанс). После некоторого сужения южнее Валанса, против которого находится вулканический центр Куирон, Ронская зона опускается вновь расширяется, охватывая южнее Авиньона уже оба берега Роны; это Нижнеронская впадина, открывающаяся в Лионский залив Средиземного моря. Наиболее четко выражено западное сбросовое ограничение обеих впадин, отделяющее их от Центрального Французского массива; между Лионом и Авиньоном разлом проходит непосредственно вдоль Роны, а от Авиньона следует через Ним вдоль подножия Севенн в юго-западном направлении, достигая амплитуды в 5 км. Вдоль этой зоны разломов в миоцене — плейстоцене местами проявлялся щелочно-базальтовый вулканизм.

Эта часть рифтовой системы следует вначале на севере вдоль восточной границы периферической зоны альпийской складчатости (Субальпийские цепи), а затем в низовьях Роны пересекает зону сочленения широтных систем Восточных Пиренеев и Прованса, простирающуюся в северо-восточном направлении через Лангедок. Положение западной границы «Роданского коридора», как называют совокупность обеих впадин вдоль нижнего течения Роны, наметилось не позднее начала юры, поскольку бурение обнаружило резкое увеличение мощностей и смену мелководных фаций на более глубоководные к востоку от этой границы, особенно на юге у подножия Севенн. После довольно сложной меловой истории и общего поднятия, сопровождавшегося складчато-надвиговыми деформациями в конце мела и начале палеогена, в среднем эоцене начинается плавное опускание с накоплением озерно-лагунных осадков, а в олигоцене — рифтообразование с отложением более мощной толщи мергелей, известняков, песчаников, лигнитов, местами грубообломочных пород и эвапоритов (солей в Нижнем Дофинэ, гипсов — в Нижнеронской впадине). В начале миоцена происходит опускание Лионского залива и море в бурдигале занимает Нижнеронскую впадину, но не проникает в более северную часть рифтовой зоны, а ингридирует на северо-северо-восток, распространяясь вдоль Предальпийского прогиба. Только позднее, в гельвете оно проникает в Нижнедофинейскую и Сонско-Бресскую впадины, отлагая мелководные известняки-ракушечники, мергели, пески («карбонатная моласса»), местами с вторжением конгломератов. В позднем миоцене море отступает и осадконакопление продолжается в озерно-речной обстановке. На рубеже миоцена и плиоцена происходит оживление движений вдоль разломов и складчато-надвиговые деформации вдоль края субальпийских структур. Резкое отступление моря и понижение его уровня привели к образованию глубокой долины Палеороны, в которую в начале плиоцена, в связи с открытием Гибралтарского пролива вторглись морские воды, проникшие на север почти до Лиона.

Грабены и молодые вулканы Французского Центрального массива. Параллельно грабенам Соны и Нижнего Дофинэ, западнее в северной части Центрального массива простираются грабены меньшего размера и глубины, также возникшие в олигоцене и заполненные лагунно-озерными осадками этого возраста. Эти грабены ограничены разломами, унаследованными от герцинской структуры и разделенными горстами фундамента, поверхность которых срезана предмезозойским пенепленом. Наиболее крупными являются грабены Бол. Лимани с амплитудой до 2,5 км, и верховьев Луары; на севере они сливаются и открываются в Парижский бассейн.

Грабенообразование протекало на фоне общего подъема Центрального массива, сопровождавшегося интенсивным наземным вулканизмом, обусло-

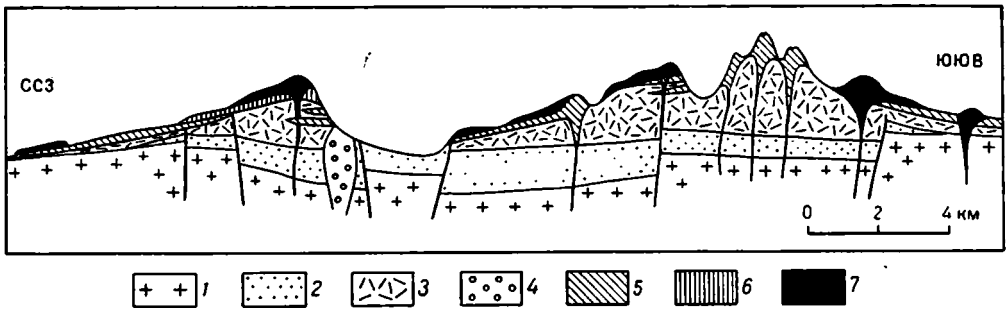


РИС. 64. Схематический профиль через стратовулкан Мон-Дор (по Ж. Юнгу с изменениями М. Шенеуа).

1 — фундамент; 2 — нижние пеплы; 3 — верхние пеплы; 4 — риолиты; 5 — трахиты и трахиандезиты; 6 — «орданхиты»; 7 — базальты

вившим современный облик рельефа. Вулканизм начался еще в период рифтообразования, но основной его пароксизм наступил позднее — во второй половине миоцена и продолжался до неолита. Магма имела трахибазальтовый состав; форма вулканических построек варьирует от громадных стратовулканов диаметром в десятки километров с крупными кальдерами (Канталь и Мон-Дор), действовавших на протяжении 15—16 млн. лет, до нанизанных на разломы цепочек мелких, часто шлаковых конусов и куполовидных экструзий (Пюи-де-Дом) и базальтовых полей — продуктов трещинных излияний (рис. 64).

5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПЛАТФОРМЕННОГО РАЗВИТИЯ СРЕДНЕЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Поскольку геосинклинально-орогенная предыстория региона была освещена в предыдущих главах, мы остановимся здесь на этапе господства платформенного режима и неотектонической активизации. Начало этого этапа было практически одновременным на всей площади региона, и относится к началу поздней перми (цехштейна), за исключением крайнего северо-западного участка в пределах Великобритании и ее шельфа, где платформенные условия установились уже в позднем девоне (см. рис. 46).

Собственно платформенный этап (поздняя пермь — поздний мел). В области герцинского орогенеза в ранней перми (см. рис. 40) в эпоху красного лежня существовала резкая тектоническая и топографическая расчлененность с многочисленными межгорными прогибами западно-северо-западной армориканской на западе и восточно-северо-восточной варисской, или рудногорской на востоке ориентировки и разделявшими их складчатыми горными сооружениями. Во всей этой области энергично проявлялась вулканическая деятельность. На севере, в области Северного моря и Польско-Германской низменности начинал вырисовываться крупный субширотный прогиб, в дальнейшем унаследованный цехштейновым морем (проникновение моря началось уже в конце ранней ¹ перми). Образование прогиба также сопровождалось вулканической деятельностью, но в основном базальтоидной.

К началу позднепермской трансгрессии, проникшей с севера, вероятно вдоль рифта, разделившего Британские и Скандинавские каледониды, герцинские горные сооружения на площади будущей молодой платформы были в значительной мере сnivelированы эрозией. Это позволило цехштей-

¹ Средней, по западноевропейской номенклатуре.

новому бассейну не только расширить свои контуры за пределы раннепермского прогиба Средневропейской мегасинеклизы, но и распространиться значительно южнее, в область герцинской складчатости. Еще южнее, в особенности в пределах будущего альпийского пояса, в поздней перми еще продолжались поднятия, а накопление осадков шло по-прежнему в межгорных прогибах, преимущественно в континентальной обстановке (см. рис. 50).

К началу триаса платформенный режим окончательно утвердился на всей площади не только Средневропейской, но и Западно-Европейской платформы. Об этом свидетельствует как поразительная выдержанность трехчленного (и более дробного) деления триаса так называемого германского типа на пространстве от Иберийского полуострова до Балтийского моря¹, так и формационный характер этого разреза, в частности кварцево-песчаный состав бунтзандштайна — продукта завершающего выравнивания герцинской горной страны, — которое теперь распространилось и на будущий альпийский пояс.

Распределение мощностей триаса (см. рис. 51), и в особенности его наиболее мощного нижнего отдела, подчеркивает сохранение ведущей роли прогибаний Средневропейской мегасинеклизы — наибольшие мощности приурочены к западной (север ФРГ) и восточной (ПНР) частям и в общем убывают к югу. Одновременно на крайнем западе континента вырисовывается довольно обширный массив суши, объединяющий Англо-Брабантский, Армориканский и Центральный Французский массивы вместе с западной частью Парижского бассейна. Другой подобный массив находился на востоке, с ядром, соответствующим Богемскому массиву. Западная часть Иберийской Месеты также представляла область размыва, как и некоторые другие, более мелкие участки герцинской складчатой страны. Излияния основных лав в позднем триасе свидетельствуют об оживлении разломов, с которыми в дальнейшем связывается обособление Пиренейского и Альпийско-Карпатского регионов; в пределы последнего в позднем триасе уже проникли воды Тетиса.

На рубеже триаса и юры Средняя и Западная Европа испытали воздействие раннекиммерийской эпохи тектонической активизации. В области Северного моря и его южной, голландско-западногерманской периферии она выразилась в усиленном рифтообразовании; особенно четко наметилась Североморская ветвь Западно-Европейской рифтовой системы. В отдельных грабенах мощность юрских отложений достигает 3 км (например, Гифхорнский трог в ФРГ). С начала юры отчетливо обозначились также области опусканий Англо-Парижского и Аквитанского² бассейнов и произошло полное обособление (в связи с образованием пролива Пуату) Англо-Брабантского, Армориканского и Центрального массивов. Запад Иберийской Месеты, Рейнский массив и Богемский массив с его герцинским обрамлением сохраняли тоже приподнятое положение.

Начиная со средней юры, южная часть эпигерцинской платформы стала испытывать все возрастающее влияние альпийского геосинклинального пояса (Тетиса), с которым установились непосредственные морские связи как на западе (Бургундские ворота), так и в центре между Шварцвальдом и Богемским массивом, с затоплением Винделицийского барьера, а также на востоке, в районе Кракова. Аквитанский и Иберийский бассейны уже с начала юры развивались под непосредственным воздействием Пиренейской геосинклинали. Вместе с тем севернее зоны перигеосинклинальных погружений наметился новый барьер в полосе от Арденн к Судетам, отделивший эту зону от бассейна Средневропейской мегасинеклизы.

¹ Любопытно, что этот же тип триаса характерен для Мизийской плиты, западной Старой Планины и Предкавказья.

² Аквитанский бассейн зародился еще раньше, в триасе, судя по распространению эвапоритов кайпера.

В конце юры — начале мела регион испытал мощное воздействие поздне-кimmerийской фазы тектонической активизации. Результатом явилась общая регрессия моря с накоплением пресноводных осадков пурбека — вельда в остаточных депрессиях Англо-Парижского, Среднеевропейского и Иберийского бассейнов и лагунных по периферии новообразованного Бискайского залива (Кантабрийский бассейн на севере Испании, бассейны Парантис и Адур в Аквитанской синеклизе) и Альпийской геосинклинали (северо-восток Иберийского полуострова, Юрские горы, юг ФРГ и Польши). Затем, в течение раннемеловой эпохи (см. рис. 53) происходит постепенное восстановление морских бассейнов, но при несколько изменившемся структурном плане: Аквитанский и Иберийский бассейны открываются в Бискайский залив и не имеют прямой связи с Англо-Парижским бассейном; море проникает в Парижский бассейн со стороны Альпийской геосинклинали через Бургундские ворота; в апте восстанавливается связь через Южную Англию с Североморским бассейном; основная часть последнего и ее польско-германское продолжение отделяются от зоны перигеосинклинальных погружений (Юра и восточнее) крупным массивом суши Брабант—Судеты. В эту же эпоху возникают грабены Кельтского моря и Западного Ла-Манша.

После новой, более слабой фазы тектонической активизации в середине мела (в основном перед альбом), сопровождавшейся, однако, складчато-разрывными деформациями (Северное море и его южная периферия) происходит усиление трансгрессии, достигающей максимума в сеноне. На большей части рассматриваемого региона идет накопление характерной меловой формации с бореальной фауной; исключение составляют Аквитанский, Иберийский и Южногерманский бассейны, тесно связанные с Центральной Атлантикой и альпийской геосинклиалью и являвшиеся областью накопления зоогенных известняков и других мелководных осадков с фауной южного типа. Эти различия сохраняются несмотря на функционирование проливов Пуату, Бургундского, Краковского. К этой же эпохе, вероятно, относится оформление сквозного Ла-Маншского грабен-прогиба восточно-северо-восточного направления. Между тем рифтовые грабены Северного моря к концу мела закончили свое развитие и здесь начала формироваться единая крупная впадина типа синеклизы с осью, протягивающейся в меридиональном направлении, вдоль бывшего осевого рифта.

Неотектонический этап (конец мела — квартал). В конце мела трансгрессия сменилась регрессией и начался общий подъем Арденнско-Судетской суши, а также Центрального Французского и Армориканского массивов и Иберийской Месеты, более или менее одновременный с интенсивными складчато-надвиговыми деформациями в Пиренеях и Альпах, достигшими своего первого пароксизма в конце эоцена. Почти с самого начала поднятия сопровождались вулканической деятельностью, которая также дала заметную вспышку в конце эоцена, т. е. в период образования основной части континентальных грабенов Западно-Европейской системы. Наиболее интенсивное развитие все эти грабены испытали в олигоцене и раннем, отчасти среднем миоцене; грабены Лимани, оказавшиеся несколько в стороне от главного ствола рифтовой системы, закончили свое основное развитие к началу миоцена. Процесс рифтообразования в общем распространялся, как показывают примеры Рейнского и Сонского грабенов, с юга на север. При образовании грабенов были использованы более древние разломы, возникшие в виде крупных сдвигов еще в эпоху позднегерцинского орогенеза и возродившиеся, таким образом, в период альпийского орогенеза.

С возникновением Рейнско-Ронской зоны грабенов Центральноевропейский массив суши испытал расчленение. На западе обособились массивы Арденн, Рейнских Сланцевых гор (западная часть) и Вогез, на востоке — восточная часть Рейнских Сланцевых гор, Гарц с прилегающими герцинскими массивами. Возобновившиеся движения вдоль Франконского линей-

мента определили юго-западный край Богемского массива и Тюрингских Сланцевых гор, в то время как образование еще в начале позднего мела неглубокой Среднечешской впадины вдоль другого линейного элемента того же направления — линии Эльбы привело к отделению Богемского массива с Рудными горами от Судетского блока. В дальнейшем, уже в миоцене между Богемским массивом и Рудными горами возникла типичная рифтовая депрессия Огже, заполнившаяся угленосными озерными отложениями. Образованию этой впадины также сопутствовал щелочно-базальтовый вулканизм.

Новейшие поднятия и молодой вулканизм проявились наиболее интенсивно в области Центрального Французского массива, где возникли крупные и длительно действовавшие стратовулканы Канталь и Мон-Дор. Два других крупных вулканических центра — Кайзерштуль в Рейнском грабене и Фогельсберг на сочленении Рейнского и Гессенского грабенов, а также Куирон в Центральном массиве возникают на пересечении основных рифтовых зон поперечными к ним близширотными разломами. Щелочно-базальтовый вулканизм по обе стороны рифтовой системы и на ее периферии продолжается в течение всего неогена и четвертичного периода, местами до голоцена включительно, но достигает максимальной интенсивности в конце миоцена, по окончании основного периода рифтообразования.

За пределами области рифтогенеза на ряде участков господствовала обстановка не растяжения, а сжатия. Характерно, что сжатие на рубеже мела и палеогена (см. рис. 54) подверглись авлакогены северо-западного (с отклонениями до северного и западного) простирания — Иберийский. Вест-Сол в Северном море, Уилд-Артуа в районе Па-де-Кале, Центрально-Ла-Маншский, Поморско-Куявский в Польше, — испытав при этом инверсию и превратившись в ярко выраженные интракратонные складчатые зоны (Voigt, 1963; Kent, 1975; Ziegler, 1975).

Активно развивался, хотя и осложненный инверсионными поднятиями, грабен-прогиб Ла-Манша, соединивший Центральную Атлантику с Северным морем. Постепенно втягивающиеся в поднятия Южно-Английский и Парижский бассейны превратились в заливы по обе стороны этого широкого морского пролива.

Новым элементом палеогеографии, а следовательно, и палеотектоники явился широтный залив вдоль нижнего течения Луары и меридиональный пролив, пересекавший Армориканский массив в направлении устья этой реки, существовавшие в олигоцене, миоцене и частично плиоцене и связанные, вероятно, с эмбриональными рифтами. В связи с подъемом складчато-горного сооружения Пиреней южная часть Аквитанской синеклизы и северная — Иберийской преобразовались в передовые прогибы этого сооружения, а основная их часть подверглась осушению. Исключение составила западная часть Аквитанской синеклизы, превратившаяся в шельф Бискайского залива.

Начиная с конца олигоцена, шло постепенное отступление моря из современной континентальной части Среднеевропейской мегасинеклизы, вплоть до ее полного осушения. Это осушение с наступлением ледникового периода распространилось и на акватории Северного и Балтийского морей и только послеледниковое повышение уровня моря привело к восстановлению этих морских бассейнов.

Такова, в кратких чертах, тектоническая история Средне- и Западно-Европейской платформы, определившая формирование ее современного структурного облика.

6. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Платформенная, внеальпийская область Средней и Западной Европы начала развиваться как единое целое с середины перми на весьма гетерогенном фундаменте, включающем добайкальские (гренильско-дальсандские или более древние), байкальские, каледонские и герцинские элементы. Основой ее структурного плана явились: 1) на севере огромная Среднеевропейская впадина — мегасинеклиза, образованная в основном на догерцинском фундаменте, 2) полоса Центральноевропейских поднятий, от Арморики до Судет, возникшая преимущественно на герцинском складчатом основании, с элементами более древних комплексов срединных массивов, 3) южная зона перигеосинклинальных погружений, тяготеющая к альпийской Средиземноморской геосинклинали и включающая Иберийскую, Аквитанскую, Южногерманскую впадины. Эти три главные зоны простираются в общем в широтном направлении, грубо параллельном простираению Альпийской геосинклинали и, очевидно, отражающем зависимость от последней. Более второстепенные элементы, среди которых самым крупным был Англо-Парижский бассейн, осложняли эту картину, расчленяя Центральноевропейскую зону поднятий и обуславливая периодическую связь бореальных морей Североморско-Балтийского региона с тропическими водами Тетиса. В ходе геологического времени наблюдалась однако тенденция к возрастающей изоляции этих бассейнов и подъему Центральноевропейской оси.

На этот широтный структурный план наложилась крупная рифтовая система меридиональной ориентировки. Ее северные звенья в пределах Северного моря, Нидерландов и севера ФРГ имеют более древний возраст, начиная с ранней перми (грабен Осло), но в основном раннемезозойский (триас—юра—ранний мел). Напротив, центральная и южная части системы развивались в основном начиная с середины эоцена и преимущественно в олигоцене—миоцене, на фоне общего поднятия Центральноевропейской оси и в сопровождении щелочно-базальтового вулканизма. Разломы, использованные рифтовой системой при ее заложении, имеют позднепалеозойский возраст и возникли в заключительную стадию герцинского орогенеза в форме крупных поперечных сдвигов. Имеются основания думать, однако, что корни структур подобного направления являются значительно более древними и что Западно-Европейская рифтовая система, подобно Восточно-Африканской, наследует позднедокембрийский (но добайкальский) Норгидо-Нигерийский подвижный пояс, протягивавшийся из Южной Скандинавии в Западную Африку. Вместе с тем обращает на себя внимание параллельность Западно-Европейской рифтовой системы новообразованному Атлантическому океану и примерная одновременность ее формирования раскрытию этого океана. Мы имеем здесь, очевидно, ослабленное периферическое проявление того же процесса (Whiteman et al., 1974).

Наряду с основной меридиональной рифтовой системой в структуре Средней и Западной внеальпийской Европы проявлено другое, северо-западное направление крупных сдвигов (линия Эльбы и др.) и связанных с ними грабен-прогибов (авлакогенов), вроде Иберийского, Уильдского, Поморско-Куявского. Имеются также аналогичные структуры субширотного, средиземноморского направления — грабен-прогиб Ла-Манша, Нижнесаксонский и другие аналогичные прогибы. Взаимодействие этих систем во времени в связи с динамикой развития Атлантики и Тетиса еще подлежит изучению.

На крайнем западе континента распространены структуры, имеющие уже не средиземноморское, а атлантическое происхождение. На юге к ним относится Лузитанский прогиб, на севере — эмбриональная рифтовая зона, отделяющая Ирландию от Британии. Обе эти зоны, особенно вторая, явились в кайнозое ареной типично рифтового магматизма, в форме излияний щелочных базальтов и субвулканических интрузий щелочных гранитов

(Brooks, 1973). Северо-восточное продолжение этой полосы периаплатантической активизации проходит через Гебридские острова и далее вдоль берегов Норвегии к Лофотенскому архипелагу, здесь уже в основном под морем.

В истории рассматриваемого региона периоды более спокойного развития чередовались с эпохами тектонической активизации. Такими эпохами были раннекиммерийская в конце триаса — начале юры, позднекиммерийская в конце юры — начале мела, австрийская в середине мела и ларамийско-пиренейская в конце мела — начале палеогена. Начиная с последней эпохи, южная часть области вступила в этап общей и длительной активизации, выраженной в горстовых поднятиях, образовании рифтов и щелочно-базальтовом вулканизме. Зона активизации широкой полосой обрамляет с севера альпийский ороген и явно связана с ним в своем происхождении.

Эта последовательность событий находит свое отражение в смене основных типов формаций. На крайнем северо-западе, в области каледонской консолидации платформенная серия формаций начинается обломочной формацией верхнего девона (верхний Олд Ред), продолжаясь карбонатной формацией динанта, угленосной формацией среднего карбона, красноцветной — верхнего карбона — нижней перми, отвечающими в совокупности герцинскому циклу. На юге последовательность платформенных формаций начинается по существу с верхней части красного лежня (саксоний), перекрываемой эвапоритами верхней перми (цехштейн). Этот ряд оказывается незавершенным и обрывается появлением новой континентальной обломочной формации — бунтзандштайна, за которым следует карбонатно-эвапоритовая формация рёта — мушелькалька—кейпера и пелитово-карбонатная формация юры, составляющие киммерийский ряд.

Позднекиммерийская эпоха тектогенеза приводит к новому оживлению поднятий и «обновлению» формаций — появляется лагунноконтинентальная обломочная формация пурбека — вельда, замещаемая вверх по разрезу и отчасти по латерали морской карбонатно-терригенной формацией нижнего мела. Выше следует отвечающая максимуму трансгрессии верхнемеловая карбонатная формация. Ларамийско-пиренейские поднятия кладут конец этому ряду, завершая его корой выветривания и континентальными осадками. Отложения кайнозоя в рифтовых грабенах имеют молассовый (молассоидный) облик, а за их пределами, в частности в Среднеевропейской мега-синеклизе, представляют параличскую, частично угленосную терригенную формацию, которая в позднем плиоцене повсеместно сменилась покровно-ледниковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКАЯ И ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМЫ

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972. 297 с.
Дикенштейн Г. Х., Соловьев Б. А., Хаин В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания. — «Геотектоника», 1975, № 3, с. 3—14.

Месторождения нефти и газа Северо-Западно-Европейской нефтегазовой провинции. М., «Недра», 1975. 208 с.

Муратов М. В. Среднеевропейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1975, № 3, с. 129—138.

Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания. — «Сов. геол.», 1974, № 5, с. 37—43. Авт.: В. В. Глушко, Г. Х. Дикенштейн, К. Шмидт, К. Гольдбехер.

Structure géologique du plateau continental sud-portugais. — «C. R. Acad. Sci.» (Paris), ser. D, t. 281, 1975, p. 613. Auth.: P. Baldy, G. Boillot, J. Moita, D. Mougenot.

Whittaker A. A postulated post-Hercynian rift valley system in southern Britain. — «Geol. Mag.», 1975, v. 112, No. 2, 137 p.

- Ekiert F. Geological structure of the sub-Permian basement of the north-eastern margin of the Upper Silesian coal basin. — «Trav. Inst. Geol.», 1971, t. LXVI, p. 5—77.
- Geologie de la France, vol. 1, P., Doin, 1974. 293 p.
- Kent P. E. Review of North Sea basin development. — «Jl. geol. Soc. Lond.», 1975, v. 131, p. 435—468.
- Montjuvent G. et Sarrot-Reynaud J. Existence probable d'un important accident structural du socle à la limite du Massif Central et du Bassin de Paris. — «Rev. Geogr. phys. Geol. dyn.», (2), 1973, v. XIV (3), p. 297—304.
- Pozaryski W. Outline of Palaeozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland. — «Kwart. geol.», 1964, t. 8, No. 1, p. 1—41.
- Pozaryski W. Main pre-alpine tectonic elements of Poland. — «Mat. i Prace, Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci.», 1973, v. 60, p. 11—19.
- Rayner D. H. The stratigraphy of the British isles. Cambridge, Univ. Press, 1967. 453 p.
- Voigt E. Über Randtröge von Schollenrandern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mittel-Europäischen Senke und abgrenzender Gebiete. — «Ztschr. dtsh. geol. Ges.», 1963, Bd. 14, S. 378—418.
- Ziegler P. A. Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework. — «Am. Ass. Petr. Geol. Bull.», 1975, v. 59 (7), p. 1073—1097.
- Znosko J. Outline of the tectonics of Poland and problems of Vistulicum and Variscum against the tectonics of Europe — «Biul. Inst. Geol.», 1974, 274, t. IV, p. 7—47.

ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

- Brooks M. Some aspects of the Paleogene evolution of Western Britain in the context of an underlying mantle hot spot. — «J. Geol.», 1973, v. 81, p. 81—88.
- Geodynamics Project. National Committee of the Federal Republic of Germany and German Research Society. Progress Report, 1975. 128 p.
- Geologie de la France. v. 1, 2, P., Doin, 1974. 540 p.
- Illies J. H. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. — «Geol. Rdsch.», 1975, Bd. 64 (3), S. 677—699.
- North Sea troughs and plate tectonics. — «Tectonophysics», 1975, v. 26, p. 39—54. Auth.: A. Whiteman, D. Naylor, R. Pegrum.

Глава VI

МИЗИЙСКО-СКИФСКО-ТУРАНСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛАТФОРМА

1. ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

К южному краю древней Восточно-Европейской платформы в полосе шириной в 300—800 км, простирающейся от нижнего течения Дуная на западе до низовьев Сырдарьи на востоке, примыкает область послегренвилевской кратонизации, получившая на разных своих участках название Мизийской¹ (Е. С. Бончев), Скифской (М. В. Муратов) и Туранской (А. Л. Яншин) плит. К настоящему времени выяснилось, что фундамент этих плит является весьма гетерогенным и сложен из глыб (массивов) более ранней, в основном байкальской консолидации (Мизийская плита, вероятно, Северный Устюрт и др.), разделенных зонами герцинской и раннекиммерийской складчатости. Фундамент выходит на поверхность на небольших участках в пределах Добруджи, Кубадага, Центрального Мангышлака, Туаркыра и Центральных Кызылкумов, но во многих районах залегает на небольшой глубине и вскрыт многочисленными буровыми скважинами.

Северная граница Мизийско-Туранской плиты практически на всем протяжении определяется разломами. На крайнем западе Перикарпатский

¹ Правильнее Мезийской (от римской провинции Moesia), но в нашу литературу она уже вошла как Мизийская; Мизия же находится в Малой Азии.

погребенный надвиг отделяет Мизийскую плиту от Карпат. Восточнее рассматриваемая молодая платформа граничит по разлому с Восточно-Европейским кратоном; достигнув района Сальска в Северо-Западном Предкавказье, эта граница резко поворачивает к северо-востоку, огибает Ростовский выступ Украинского щита, отделяет Донецкий бассейн от Днепровско-Донецкой впадины и далее простирается в восточно-юго-восточном направлении к дельте Волги. Отсюда она направляется в северо-восточном направлении к южному окончанию Урала (Мугуджар) и может быть условно совмещена с одним из крупных близширотных разломов, отсекающих от Урала его южное погребенное продолжение и далее отделяющих Тургайский прогиб от Туранской плиты. На крайнем востоке граница данной платформы определяется, очевидно, зоной разломов вдоль низовьев Сырдарьи и юго-западного подножия хр. Каратау, входящего в Центрально-Казахстанскую складчатую область (Чуйскую синеклизу лучше включать в состав последней). На юго-востоке платформу ограничивает Тяньшаньская область эпиплатформенного орогенеза — границей служит Западно-Тяньшаньская зона разломов, выделенная Д. П. Резвым.

Южная граница платформы также почти на всем протяжении определяется разломами, проходящими по северной периферии альпийского складчато-орогенного пояса. На западе Мизийская плита граничит с зоной Предбалканья, далее с глубоководной впадиной Черного моря и сводовым поднятием Горного Крыма. Восточнее на южную часть Скифской плиты наложены Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский альпийские передовые прогибы, и граница проводится по разломам их северных ограничений. В промежутке южная часть Скифской плиты вовлечена в альпийское воздымание Большого Кавказа; эта часть плиты ограничена с севера Змейско-Притерским разломом. На восточном берегу Каспия южную границу плиты последовательно определяют разломы по южному ограничению Кубадага, северному — Большого Балхана и северо-восточному — Предкопетдагского прогиба. Наконец, на крайнем юго-востоке, в Афганистане краевая часть платформы вновь оказывается вовлеченной в новейшие поднятия Бенди-Туркестана и Паропамиза и ее границу приходится проводить по северному краю этих горных сооружений.

Наиболее условным является восточный отрезок северной границы плиты, к востоку от Каспийского моря. Тургайский прогиб непосредственно связывает Туранскую плиту с Западно-Сибирской, а докембрийско-палеозойский складчатый массив Центрального Казахстана со времени работ Б. А. Петрушевского справедливо рассматривается как щит молодой платформы. Поэтому в общем можно согласиться с Р. Г. Гарецким (1972), объединившим весь «блок» молодых плит от Мизийской до Западно-Сибирской включительно, а также Урал, Новую Землю, Центральный Казахстан и Таймыр с Северной Землей в единую Центральную-Евразийскую молодую платформу. Однако соотношения с древними кратонами и альпийскими орогенами заставляют все же рассматривать область молодой консолидации к югу от Восточно-Европейского кратона, между ним и альпийским поясом, отдельно от такой же области к востоку от этого кратона, между последним и Сибирским кратоном. При этом Туранскую плиту приходится описывать вместе со Скифской, в связи с тем, что она представляет ее прямое восточное продолжение. Однако Мизийско-Туранская платформа достаточно гетерогенна не только по возрасту и составу фундамента, но и по строению чехла, причем как в поперечном, так и в продольном своем сечении. Это вполне оправдывает исторически сложившееся, в основном на географической основе, выделение разных ее частей под разными названиями. Как отмечалось, западная часть платформы, лежащая в пределах Румынии и Болгарии, получила название Мизийской плиты. Эта плита, опоясанная Карпатами и Балканами (с Предбалканьем),

на востоке продолжается в область западно-черноморского шельфа, а на северо-востоке отделяется от Добруджинского поднятия (массива) фундамента разломом Капидава-Овидиу. Участок платформы, лежащий по другую, северо-восточную сторону Добруджинского массива, в основном в пределах Молдавии, называется Молдавской плитой. На востоке последняя также продолжается в область черноморского шельфа; общей восточной границей Мизийской плиты, Добруджинского массива и Молдавской плиты служит крупнейший Одесский разлом, пересекающий Черное море в юго-юго-восточном направлении.

Между Одесским разломом на западе и Аграханско-Гурьевским разломом на востоке, пересекающим Каспийское море (примерно от Махачкалы до Гурьева) лежит Скифская плита. В ее составе выделяется четыре участка — Крымский, Азово-Кубанский, Предкавказский и, к северу от последнего, Донецко-Каспийский (Донбасс, вернее Донецкий массив и его погребенное юго-восточное продолжение).

К востоку от Аграханско-Гурьевского разлома простирается Туранская плита, обладающая площадью, значительно большей, чем Мизийская, Молдавская и Скифская вместе взятые. Соответственно она является и наиболее гетерогенной. Фундамент, а частично и чехол Туранской плиты пересекаются двумя крупнейшими зонами разломов. Одна из них — Саматско-Туранский линеймент (Айзберг и др., 1971) — протягивается сюда в восточно-юго-восточном направлении со стороны Скифской плиты, где он отделяет Донецко-Каспийскую ее зону от Предкавказской, и в пределах самой Скифской плиты пересекает Мангышлак, дельту Амударьи и уходит в область Южного Тянь-Шаня в виде Главного Гиссарского разлома. В районе дельты Амударьи эта зона разломов, пересекается другим, субмеридиональным Урало-Оманским линейментом (Амурский, 1976). Оба линеймента выходят далеко за пределы Туранской плиты и имеют континентальный, если не планетарный масштаб. Саму Туранскую плиту они делят в совокупности на четыре квадранта — северо-западный Устюртский, северо-восточный Сырдарьинский, юго-западный Каспийско-Каракумский и юго-восточный Бухаро-Мургабский, во многом различающиеся по своему строению.

Геологическая и, в частности, тектоническая изученность Мизийско-Туранской платформы в настоящее время достаточно высокая. Этим мы обязаны в основном проведенным за последние четверть века интенсивным геофизическим и буровым работам. Особенно следует подчеркнуть роль региональных геофизических исследований и опорного бурения, сыгравших решающую роль в выяснении структуры этой огромной площади, покрытой мощным чехлом практически недислоцированных или слабодислоцированных неоген-четвертичных осадков, а частично занятой акваториями Черного, Азовского, Каспийского и Аральского морей.

2. МИЗИЙСКАЯ ПЛИТА И БЛОК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ДОБРУДЖИ

Мизийская плита вытянута в широтном направлении по суше почти на 500 км при ширине 150—180 км (рис. 65). Она ограничена на западе и северо-западе Предкарпатским прогибом, на юге отделена от Предбалканской зоны Южно-Мизийским разломом, от массива Добруджи разломом Капидава-Овидиу. На востоке плита уходит в пределы Черноморского шельфа, но вдоль берега моря проходят разрывы меридионального простиранья, по которым морское продолжение плиты опущено относительно наземной ее части. В современной структуре большая северная часть плиты представляет собой крупную, но весьма плоскую Ва-

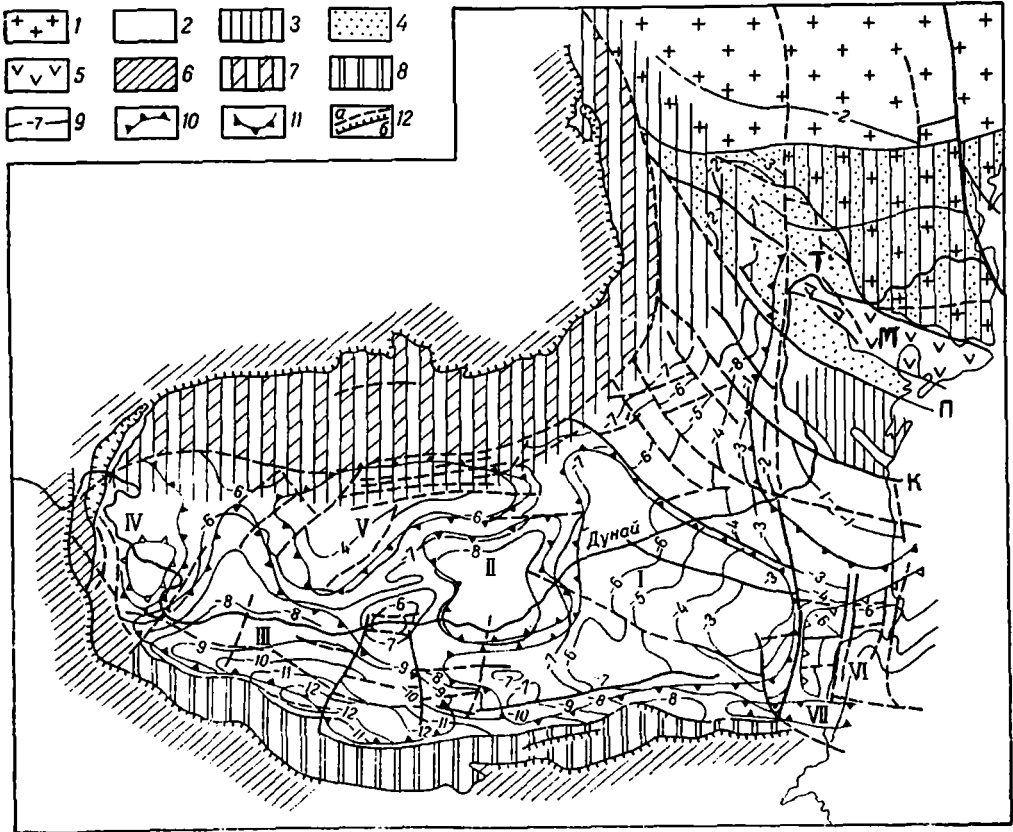


РИС. 65. Схема структуры фундамента Мизийской плиты и Добруджи (по А. И. Левину и др., упрощена).

1 — склон Русской плиты; 2 — эпибайкальская плита; 3 — зона байкальской складчатости Южной Добруджи; 4 — зона герцинской складчатости Северной Добруджи (М — зона Мэчин) и Кагульский выступ; 5 — зона раннекембрийской складчатости Северной Добруджи (Т — зона Тулчи); 6 — альпийские складчатые сооружения Карпат и Балкан; 7 — Предкарпатский прогиб; 8 — переходная в альпийской области Предбалканская зона; 9 — изолинии поверхности фундамента Мизийской плиты, в километрах; 10 — контуры поднятий Мизийской плиты; 11 — контуры впадин Мизийской плиты; 12 — основные разломы (а), фронт альпийских шарьяжей (б).
 I — Северо-Болгарский свод; II — Александрийская впадина; III — Ломская впадина; IV — Стрешайский (Видинский) свод; V — свод Балш-Оптаж; VI — Варненская впадина; VII — Нижнекамчатская впадина, разломы: П — Печеняга-Камена, К — Капидава-Овидиу, М — зона Мэчин; Т — зона Тулчи

ла х с к у ю в п а д и н у (в рельефе низменность); поверхность ее наклонена в направлении на юг от Предкарпатского прогиба (по доплиоценовым отложениям на север), а по южной кромке впадины следует нижнее течение Дуная до его резкого поворота на север вдоль западного склона Добруджинского массива. К югу от Дуная на западе находится Л о м с к и й п р о г и б, развивавшийся в мелу, палеогене и миоцене, а далее начинается подъем к Северо-Болгарскому своду, занимающему юго-восточную часть плиты. Ограниченный с севера и запада разломами крайний юго-восточный угол плиты, вовлеченный в неогеновые опускания Черного моря, известен под названием Варненской впадины.

Вопрос о возрасте фундамента Мизийской плиты все еще остается спорным. Фактические данные таковы. Наиболее древними являются мезозонально метаморфизованные породы, вскрытые скважиной Палазу-Маре в районе Констанцы на берегу Черного моря. Эти породы по присутствию

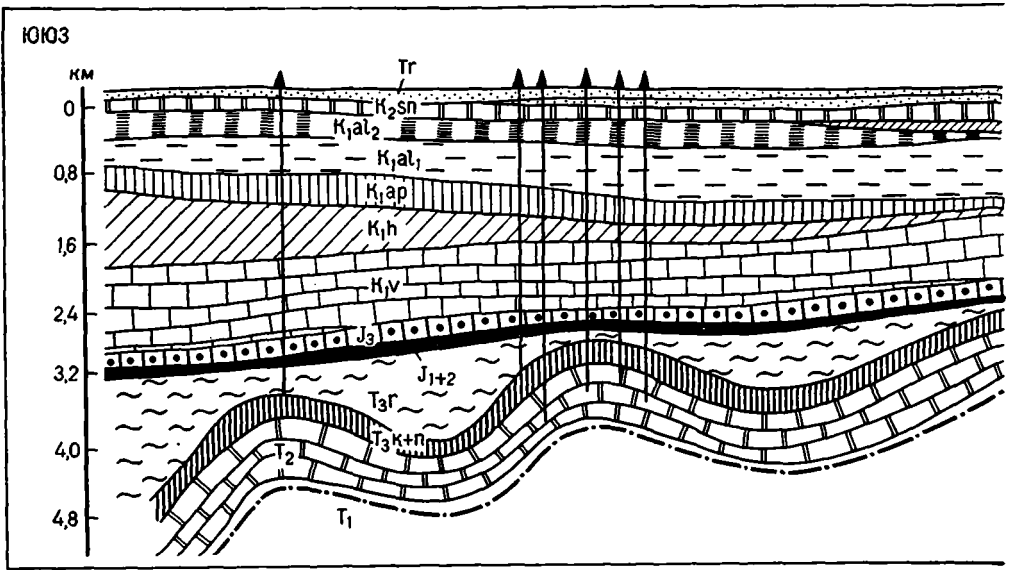
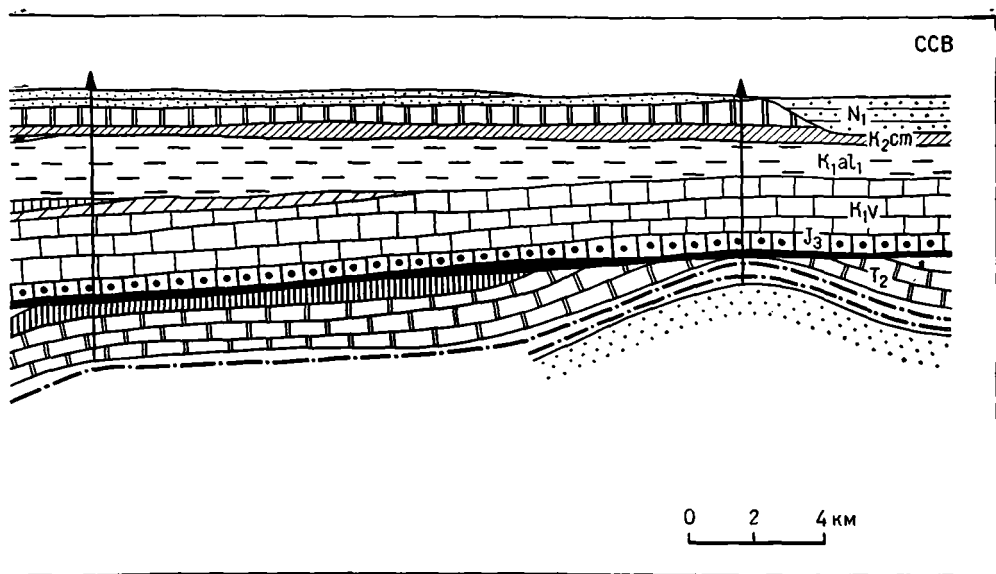


РИС. 66. Профиль через южный склон Мизийской плиты (по А. Атанасову и Ю. Шиманову из работы Р. Г. Гарецкого)

джеспилитов напоминают криворожскую серию; их радиометрический возраст — 1700 млн. лет соответствует среднему протерозою. Гораздо шире распространены эпизональные метаморфиты скорее всего верхнерифейского возраста — в основном хлоритовые сланцы, филлиты, граувакковые и кварцевые песчаники; эти породы обычно называют «зелеными сланцами». Они выходят на поверхность в Центральной Добрудже, в блоке, ограниченном с юго-запада разломом Капидава — Овидиу, а с северо-востока разломом Печеняга — Камена; вдоль последнего разлома из-под них обнажаются слюдяные сланцы, вероятно, одновозрастные породам, вскрытым у Констанцы.

Интенсивно дислоцированное метаморфическое основание резко несогласно перекрыто комплексом отложений нижнего и среднего палеозоя. Он начинается кварцевыми песчаниками низов ордовика и включает граптолитовые сланцы и аргиллиты ордовика и силура и нижней половины девона, с прослоями песчаников и известняков. Терригенная формация сменяется карбонатной (известняки, доломиты) формацией среднего и верхнего девона и динанта; последняя в свою очередь перекрывается угленосной паралической формацией (молассой?) намюра—вестфала, за которой следует красноцветная лагунно-континентальная моласса перми — нижнего триаса. Этой формации подчинены вулканиты от основного до кислого состава; в значительно меньшем количестве основные вулканиты встречаются и в более древнем палеозое. На юго-востоке (Провадия) в перми обнаружены соли. Общая мощность палеозоя составляет 5—6 км. В его разрезе, очевидно, существуют несогласия, в частности в подошве каменноугольной и пермской моласс и в подошве триаса, что видно из более пологого залегания более молодых отложений. Но все же это в общем единый структурный комплекс, в который входит и карбонатная формация среднего — верхнего триаса.

Палеозойские отложения практически неметаморфизованы и к северу от Дуная, в Румынии деформированы достаточно полого; южнее, в Болгарии дислоцированность возрастает, но все же остается умеренной (рис. 66).



По домезозойской поверхности большая часть плиты оказывается занятой крупной межгорной впадиной, заполненной пермскими отложениями. Более древние и более интенсивно деформированные отложения срезаются домезозойской поверхностью по периферии этой впадины. Наиболее заметное региональное воздымание идет в направлении Центральной Добруджи и ее северо-западного продолжения, отчасти также к северу (Балш-Опташ) и юго-западу (Белоградчик). На западе плиты, параллельно южному окончанию Карпат, в северо-северо-восточном направлении простирается Винско-Стрехайский свод.

На большей части плиты палеозойский комплекс следует, очевидно, считать осадочным чехлом массива с байкальским фундаментом. Этот массив должен был включать и Центральную Добруджу, отделяясь герцинской геосинклиналью Северной Добруджи от Восточно-Европейского кратона и его возможного байкало-каледонского обрамления (см. гл. V). Южный склон массива, к югу от Дуная представляет уже переход к Старопланинской герцинской геосинклинали, с разрезом которой разрез Мизийской плиты обнаруживает, как справедливо отмечает Р. Г. Гарецкий, много общего. Тем не менее, Мизийская плита является в основном эпибайкальской, и это составляет ее определенное отличие от более восточных сегментов рассматриваемой молодой платформы.

Значительные движения, причем преимущественно блоковые, по разрывам, но отчасти и пликативные область Мизийской плиты испытала в конце триаса — начале юры, т. е. одновременно с раннекиммерийскими деформациями Северной Добруджи. После этих движений поверхность плиты испытывала уже более равномерное и спокойное опускание с накоплением верхнего комплекса осадочного чехла, залегающего уже очень полого. В основании комплекса залегают пестроцветная, с участием грубообломочных пород формация рэта—лейаса, выше — терригенно-карбонатная формация лейаса—доггера (до 300 м), карбонатная формация мальма—валанжина (около 1000 м), терригенно-карбонатная формация готерива—альба (до 1500—2000 м) и далее, с некоторым перерывом, терригенная формация сеномана — низов турона (до 100—150 м) и карбонатная формация турона — эоцена (до 300—400 м). Только на крайнем юго-востоке, в Варненской впадине сохранилась глинистая формация олигоцена (до 900 м), типа майкоп-

ской серии Крыма и Кавказа, с которой она отлагалась в одном бассейне. Терригенно-карбонатная формация миоцена накапливалась в наибольшей мощности — до 1200 м в Ломском прогибе, терригенная формация плиоцена—квартера — в Валахской впадине, особенно на переходе к Предкарпатскому прогибу. В плиоцене на юге произошло внедрение базальтов вдоль меридионального разлома, уходящего на юге в Стару Планину, а на севере отделяющего Южные Карпаты от Восточных.

Отложения нижнего яруса чехла, до валанжинских включительно, участвуют в сложении пологих брахиантиклинальных поднятий; более высокие горизонты залегают субгоризонтально или полого моноклинально. Однако перед поздним сарматом на глубоко опущенный северный и северозападный край Мизийской плиты оказались надвинутыми миоценовые отложения Предкарпатского прогиба, точнее его внутренней зоны. Запечатывающие этот Перикарпатский надвиг более молодые слои неогена залегают уже очень полого, а в верхней части практически горизонтально.

Мизийская плита характеризуется пониженной мощностью земной коры с почти горизонтальным залеганием поверхностей Конрада и Мохоровичича и неглубоким положением «базальтового» слоя (Добрев, Щукин, 1967), что свойственно областям длительного поднятия. Отличия от смежных горных сооружений Карпат и Балкан со значительной мощностью как коры в целом, так и ее «гранитного» слоя, совершенно очевидны.

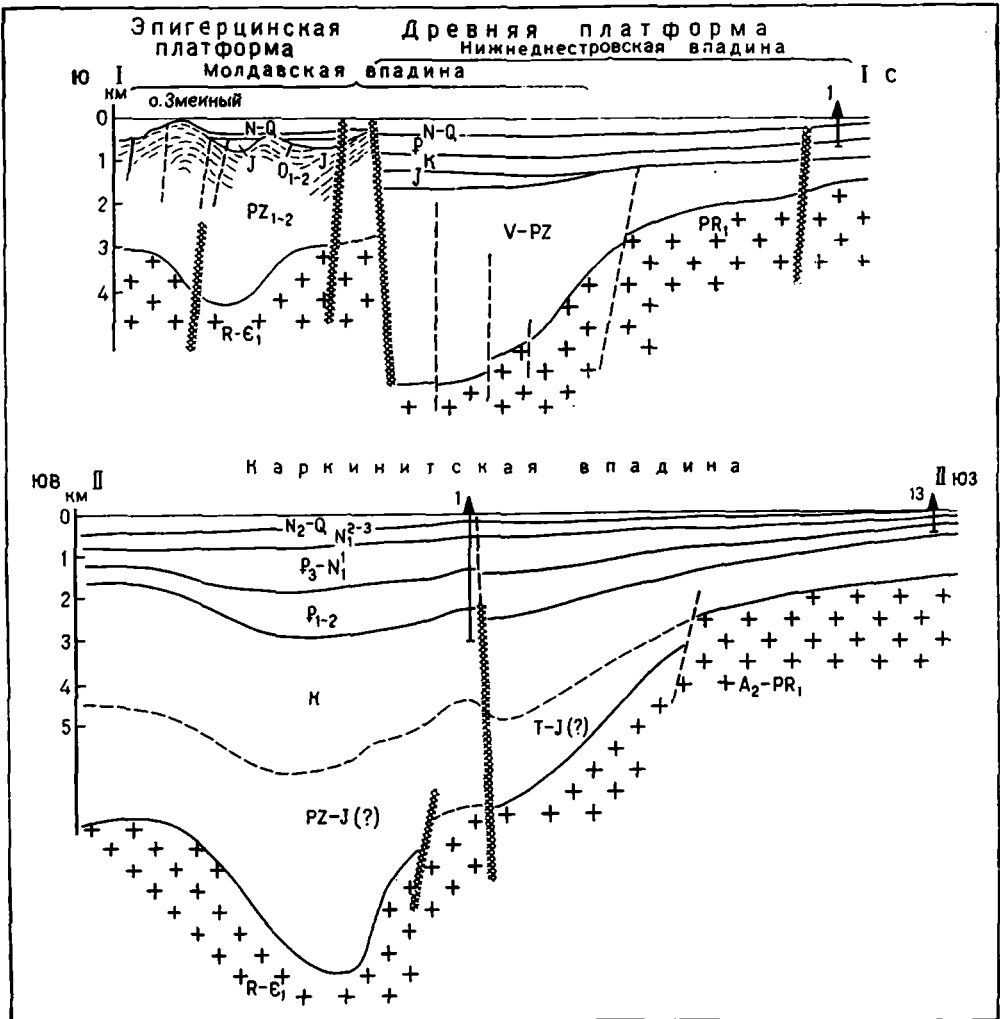
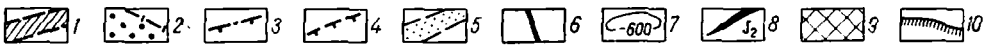
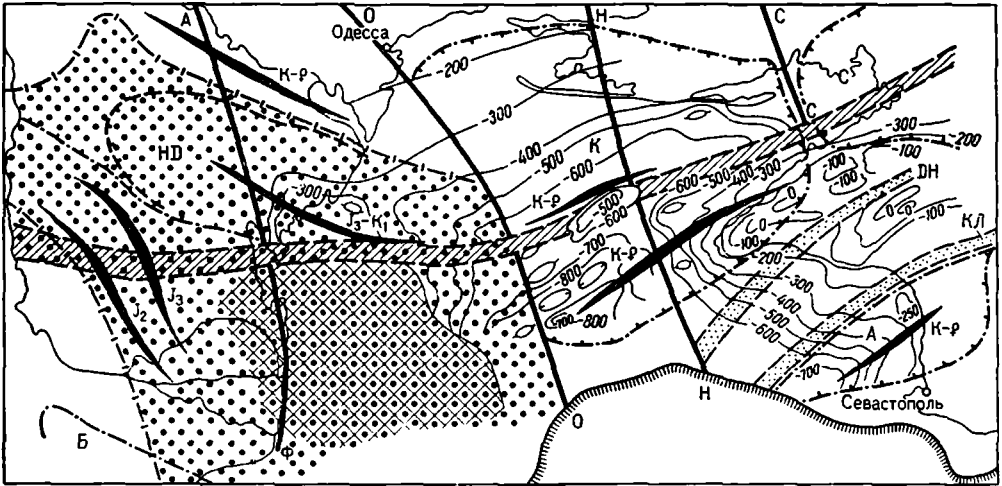
3. СЕВЕРНАЯ ДОБРУДЖА И МОЛДАВСКАЯ ПЛИТА

Лежащая к северо-востоку от разлома Печеняга-Камена северная часть массива Добруджи резко отличается от центральной — байкальской. В Северной Добрудже выделяются две зоны: юго-западная, или зона Мэчин, рассматриваемая как относящаяся к герцинской складчатой системе, и северо-восточная, или зона Тулча, где на палеозойском складчатом основании и покрывающем его чехле в позднем триасе возник вскоре замкнувшийся регенерированный геосинклинальный прогиб.

В зоне Мэчин на докембрийских кристаллических сланцах, аналогичных выступающим в Центральной и вскрытым в Южной Добрудже, залегают филлито-кварцитовая серия венда — ордовика (?). Выше несогласно следует уже фаунистически охарактеризованная и слабометаморфизованная сланцево-известняковая формация силура — нижнего девона мощностью около 2 км. Следующий структурный ярус составляет молассоидная формация, так называемый карапелит, относящаяся к нижнему карбону и состоящая из конгломератов, граувакк и филлитов мощностью около 1,5 км. Все эти отложения интенсивно деформированы и прорваны небольшими телами гранитов. Резко несогласно на них залегают триас, начинающийся красноцветными конгломератами, песчаниками и глинами (T_1), продолжающийся глинисто-карбонатными (T_1^1), затем чисто карбонатными (T_2) и, наконец, снова глинисто-карбонатными отложениями (T_3^{1-2}). Этот платформенный чехол развит на погружениях герцинского антиклинория Мэчин, а в зоне Тулча надстраивается налбандским флишем норийского возраста — толщей терригенного флиша типа таврической серии Горного Крыма мощностью более 1000 м. Выше нее с некоторым несогласием залегают флишидная же терригенная серия лейаса с обнаженной мощностью в 300 м. В верхнем триасе известны также диабазы и кварцевые порфиры. Все эти образования испытали в конце лейаса значительные деформации. Собственно платформенный чехол Северной Добруджи состоит из карбонатной формации верхней юры и верхнего мела, выполняющих Б а б а д а г с к и й п р о г и б на юго-востоке.

К северу от зоны Тулча, между дельтой Дуная и нижним течением р. Прут на поверхности наблюдаются еще выходы слабометаморфизованной темноцветной сланцево-известняковой формации (тиверская серия) силура — низов девона, аналогичной добруджинской. Местами сохранились и останцы флишевого триаса. Восточнее поперечного разлома, проходящего в основании дельты Дуная, этот складчатый комплекс резко погружается под более молодой чехол. На о-ве Змеином, в Черном море, расположенном против северного Сулинского «гирла» Дуная и представляющем приподнятый по молодым разрывам блок, обнажается обломочная толща нижнего девона, подстилаемая аргиллитами силура, соответствующими сланцево-известняковой формации Прутско-Дунайского междуречья. Девонские кластолиты залегают на о-ве Змеином под углом до 35—40°, разбиты трещинами кливажа и испытали значительный катагенез (Сулимов и др., 1975). Морское сейсмоакустическое профилирование показало, что ниже-среднепалеозойский комплекс, частично обнаженный на о-ве Змеином, в целом заметно дислоцирован. Следовательно, граница древней платформы должна проходить к северу (Тектоника платформенного чехла . . . , 1976), а не к югу от о-ва Змеинового, как это считают некоторые исследователи. Не исключено, что между древней платформой и платформой с герцинско-раннекиммерийским фундаментом протягивается полоса с байкальским основанием. Должно быть отмечено определенное сходство между нижедевонскими кластолитами о-ва Змеинового и красноцветными молассоидами того же возраста, залегающими по обе стороны линии Тейсейра—Торнквиста в Приднестровье (Днестровский перикратонный прогиб), в Юго-Восточной и Северо-Западной Польше. К юго-западу от краевого шва кратона эта формация залегают несогласно на силуре — низах девона, отмечая этим позднекаледонскую фазу тектогенеза.

На комплекс отложений нижнего и среднего палеозоя в пограничной зоне Молдавской плиты и перикратонного опускания Восточно-Европейского кратона наложен небольшой А л у а т с к и й п р о г и б, заполненный пермской красноцветной континентальной молассой, очевидно, отражающей герцинский орогенез Добруджи. Этот прогиб, обнаруженный бурением, в свою очередь перекрывается более крупным юрским прогибом, известным под названием П р е д - и л и П р и д о б р у д ж и н с к о г о п р о г и б а, или М о л д а в с к о й в п а д и н ы (рис. 67). Эти различия в названиях отражают различное толкование тектонической природы прогиба, который рассматривается или как передовой прогиб раннекиммерийской Добруджи, или как чисто платформенная структура. Прогиб выполнен терригенной формацией доггера мощностью до 2 км и карбонатной формацией мальма значительно меньшей мощности. Последняя формация является несомненно платформенной, первая может квалифицироваться как морская моласса, или, во всяком случае, молассоидная формация. Сопряженность временная и пространственная Придобруджинского прогиба с зоной раннекиммерийских деформаций Северной Добруджи не подлежит сомнению; асимметрия прогиба (южное крыло крутое), положение его на границе складчатой зоны и платформы и смещение оси в направлении последней также сближает его с прогибами типа передовых. Вместе с тем, типичным передовым прогибом Придобруджинский прогиб назвать трудно вследствие незначительной амплитуды погружения, ограниченных размеров, отсутствия грубообломочных пород и слабой дислоцированности. Все эти особенности согласуются с недоразвитостью самой раннекиммерийской геосинклинали Северной Добруджи и возникшего из нее складчатого сооружения. Очевидно, Придобруджинский прогиб относится к категории эмбриональных передовых (краевых) прогибов, вообще достаточно широко распространенной, в частности, вдоль всего южного краевого шва Восточно-Европейского кратона.



В раннем мелу ось рассмотренного прогиба сместилась еще дальше к северу, уже в пределы кратона с образованием плоской депрессии — Нижнеднепровской впадины, выполненной прибрежно-мелководными морскими осадками нижнего мела—сеномана мощностью до 300—400 м в морской части, и карбонатной (мергельно-меловой) формацией верхнего мела — до 850 м. Развитие впадины завершилось в палеогене, а в неогене область сочленения разновозрастных платформ перекрылась однообразным и маломощным чехлом прибрежно-дельтовых осадков.

4. СКИФСКАЯ ПЛИТА

Как отмечалось, Скифская плита простирается от Одесского разлома на западе до Аграханско-Гурьевского на востоке, через Каркинитский залив Черного моря, Равнинный Крым, Азовское море, Предкавказье и северо-западную часть Каспийского моря. Плита делится на несколько сегментов, из которых наиболее западным является Крымский.

Крымский сегмент заключен между Одесским и Мелитопольским поперечными разломами. Древнейшие породы его основания — хлорит-серицитовые сланцы, близкие к «зеленым сланцам» Добруджи и Мизийской плиты, вскрыты на небольшой глубине в юго-восточной части Степного Крыма, на Симферопольском и Новоарцицком поднятиях. Они, очевидно, принадлежат байкальскому складчатому комплексу. Севернее распространен более молодой, в основном, видимо, среднепалеозойский, т. е. герцинский геосинклинальный складчатый комплекс с вулканитами спилито-диабазовой и порфиритовой (андезитовой) формаций. По соседству бурением вскрыты грубообломочные породы нижнего триаса и триасовые известняки, составляющие, очевидно, уже чехол эпигерцинской платформы. В районе Тарханкутского полуострова предполагается (Шлезингер, 1970) существование прогиба, выполненного складчатыми терригенными отложениями верхнего триаса — нижней юры, подобного раннекиммерийской складчатой зоне Северной Добруджи.

Над этим прогибом, вероятно инверсировавшим перед средней юрой, в сложенном мелом и кайнозоем осадочном чехле возникла Тарханкутская зона дислокаций (сложный вал), слагающая одноименный полуостров. Эта зона состоит из трех антиклинальных полос необычной для платформ амплитуды (сотни метров) и с наклоном крыльев в десятки градусов. С глубиной складки выполаживаются. Зона затухает в Черном море в нескольких десятках километров от берега и имеет протяженность около 200 км.

К северу от Тарханкутского поднятия, в пограничной зоне между молодой и древней платформами располагается крупная Каркинитская впадина. Ее наиболее глубокая часть совпадает с одноименным заливом Черного моря и находится в пределах молодой платформы. Фундамент здесь опущен до глубины 4,5—6,5 км, а чехол состоит в основном из отложений мела мощностью до 3,5 км и кайнозоя. Присутствие во впадине юрских отложений не установлено, но вероятно, по аналогии с Сивашской впадиной

РИС. 67. Тектоническая схема и профили (I и II) платформенного чехла северо-западной части Черного моря (по Ю. Г. Моргунову, П. Н. Куприну).

1 — зона сочленения древней Восточно-Европейской и эпигерцинской платформ; 2 — Молдавская юрская впадина; 3 — мел-палеогеновые впадины (НД — Нижнеднепровская, Б — Бабадагская, К — Каркинитская, С — Сивашская, А — Альминская); 4 — распространение нижнемеловых отложений в пределах Нижнеднепровской впадины; 5 — грабены (ДН — Донузлавский, КЛ — Калиновский); 6 — глубинные разломы (АФ — Арцизско-Фрунзенский, ОО — Одесский, НН — Николаевский, СС — Скадовский); 7 — изогипсы поверхности досреднемиоценовых (майкопских) отложений; 8 — оси и время формирования впадин; 9 — область отсутствия майкопских отложений в пределах Килийско-Змеяного блока; 10 — континентальный склон

(см. ниже), Северное крыло впадины отделено от осевой зоны разломом, отвечающим на глубине шву между разновозрастными платформами. К полосе этого разлома в море приурочено относительно крупное поднятие Голицына и несколько более мелких. Надсарматские отложения залегают горизонтально (Тектоника платформенного чехла. . . ., 1976).

Дно Каркинитской впадины испытывает общий подъем к востоку, примерно до меридиана г. Скадовска, за которым она обрезается поперечным разломом, отделяющим эту впадину от смежной с востока и аналогичной по расположению, но менее глубокой С и в а ш с к о й в п а д и н ы, открывающейся в северную часть Азовского моря. В отличие (быть может, только кажущееся) от Каркинитской впадины в Сивашской установлено развитие терригенной средней юры. Придобруджинская (Молдавская), Каркинитская, Сивашская и Ейская (в Западном Предкавказье, см. ниже) впадины составляют вместе единую систему П р и ч е р н о м о р с к и х ш о в н ы х в п а д и н, возникших в мезозое, в основном в юре в зоне сочленения Восточно-Европейского кратона и Молдавско-Скифской плиты (Феликс, 1975).

Тарханкутская зона дислокаций на юге сочленяется по разлому с пологим Н о в о с е л о в с к и м п о д н я т и е м, составляющим один из блоков Ц е н т р а л ь н о - К р ы м с к о г о с в о д а (Каменецкий и др., 1973). Между этим поднятием и эпиплатформенным орогеном Горного Крыма располагается неглубокая продолжающаяся на юго-запад в пределы шельфа А л ь м и н с к а я в п а д и н а, наложенная своим южным крылом на слагающий основу горнокрымского сооружения раннекиммерийский складчатый комплекс таврической серии. Ось Альминской впадины, выполненной верхним мелом и палеоген-миоценом, совпадает с краевым швом раннекиммерийской геосинклинали и, следовательно, по своему положению соответствует передовому, точнее предгорному прогибу, отличаясь, однако, малой глубиной погружения и отсутствием моласс.

На востоке Альминская впадина замыкается, упираясь в С и м ф е р о п о л ь с к о е п о д н я т и е с неглубоким залеганием байкальского фундамента. Это поднятие продолжается к северо-востоку Н о в о ц а р и ц ы н с к и м в ы с т у п о м, отделяющим Сивашскую впадину по домайкопским отложениям от западной центроклинали Индоло-Кубанского прогиба. Симферопольское поднятие и Новоцарицынский выступ рассматриваются как элементы упоминавшегося выше Центрально-Крымского (или просто Крымского) свода.

А з о в о - К у б а н с к и й с е г м е н т заключен между М е л и т о п о л ь с к и м и Б е л о р е ч е н с к и м р а з л о м а м и и ограничен с севера Приазовским массивом Украинского щита и его погребенным Ростовским выступом, а с юга Индоло-Кубанским альпийским передовым прогибом, общим для Западного Крыма и Западного Кавказа (рис. 68). Фундамент самой южной части сегмента, очевидно, байкальский, что определяется интерполяцией данных бурения как к западу, так и к востоку от границ сегмента, а также характером геофизических полей. Основная же часть сегмента подстилается герцинским складчатым геосинклинальным комплексом, представленным сланцевой формацией девона — нижнего карбона, интенсивно смятой и находящейся на начальных ступенях регионального метаморфизма. К югу от северного краевого шва, в Ейском прогибе выше залегает пермская красноцветная моласса. Несколько южнее простирается испытывавший складчатость и инверсию в конце лейаса прогиб, выполненный терригенной, в основном глинистой, частично флишоидной формацией среднего — верхнего триаса и низов юры, с участием вулканитов спилито-диабаз-кератофировой формации. Мощность этой толщи порядка 4—5 км. Она очень неравномерно дислоцирована и метаморфизована, местами до стадии серицитовых сланцев. По данным сейсморазведки, триасово-лейасовый комплекс относится еще к фундаменту, а его кровля образует валобраз-

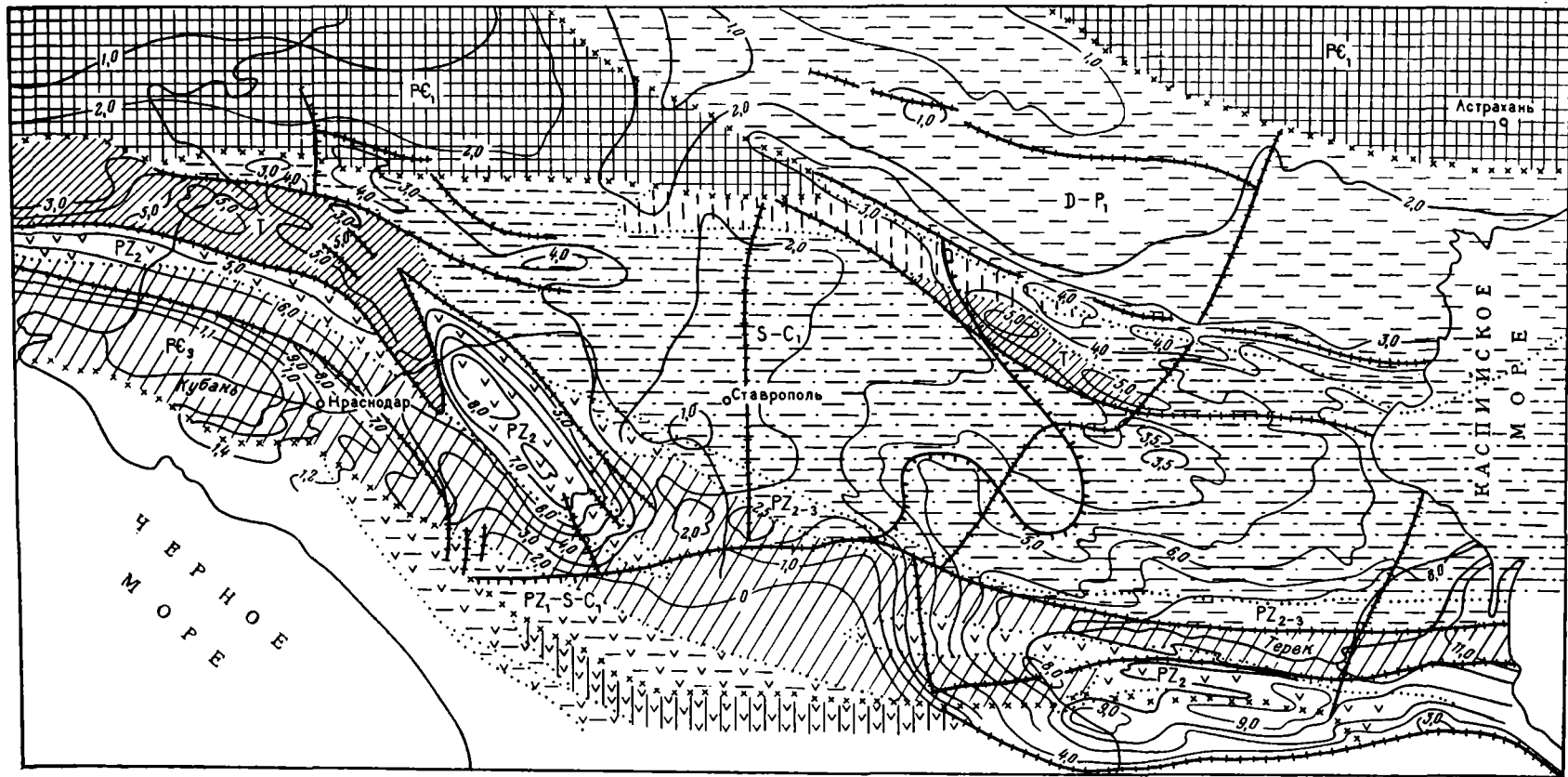


РИС. 68. Схема структуры поверхности фундамента Предкавказья и его внутреннего строения (по А. И. Летавину).

1 — раннедокембрийский фундамент; 2 — то же, переработанный на герцинском этапе, 3 — верхний докембрий; 4 — многоциклический преимущественно терри-

генный (сланцевый) средний палеозой; 5 — эвгеосинклиальный средний палеозой; 6 — то же, метаморфизованный в зеленосланцевой фации; 7 — то же, в амфиболитовой фации; 8 — терригенный средний и верхний палеозой; 9 — дислоцированный триас; 10 — южные границы древней (на севере) и эпигеринской (на юге) платформ; 11 — основные разломы; 12 — изгиблы поверхности дотриасового фундамента; 13 — западная граница развития платформенного триаса в Предкавказье

ное поднятие — Азовский вал в море, на западе смыкающийся с Центрально-Крымским сводом, и Каневско-Березанскую зону днслокаций на суше. Восточный конец этой зоны отклоняется к югу, как бы приспособляясь к поперечному Белореченскому разлому.

Осадочный чехол в пределах сегмента большей частью начинается с глауконито-песчаной формации верхов нижнего мела и сеномана; только на юге, в полосе, тяготеющей к Индоло-Кубанскому прогибу, ниже появляется терригенная (песчано-глинистая) средняя юра. С обеими терригенными формациями связаны вулканиты среднего — кислого, реже основного состава. Повсеместным распространением пользуется карбонатная (мергельно-меловая) формация верхнего мела — нижнего палеогена и битуминозно-глинистая формация олигоцена — низов миоцена (майкопская серия). Последняя быстро возрастает в мощности к югу, в сторону Индоло-Кубанского прогиба, формирование которого началось, по существу, именно с эпохи отложения данной серии. Мелководные терригенно-карбонатные осадки неогена имеют небольшую мощность. По ним, а также по майкопской серии вырисовывается крупная Азово-Кубанская впадина, наиболее глубокую южную часть которой составляет Индоло-Кубанский прогиб.

По более глубоким горизонтам к северу от этого прогиба и Тимашевской промежуточной ступени простирается Азово-Березанский сложный вал, состоящий из кулисообразно расположенных пологих, но асимметричных брахантиклиналей; как указывалось выше, он наследует раннекиммерийское складчатое сооружение. Между Азово-Березанским валом и краевым швом древнего кратона, здесь ограничивающим Ростовский погребенный выступ Украинского щита, расположен Ейский прогиб, в разрезе которого присутствуют пермская моласса, а также юрские и неокомские отложения.

Донецко-Каспийская зона¹ занимает в структуре Скифской плиты и всей рассматриваемой здесь молодой платформы особое место. Слагающий верхний ярус ее фундамента герцинский складчатый комплекс наложен в середине девона на раннедокембрийский фундамент южной периферии Восточно-Европейского кратона. Правда, в последнее время в осевой части Донецкого бассейна по данным сейсмозондирования предположительно выделен более древний прогиб, выполненный рифейскими — нижнепалеозойскими отложениями, но характер этих образований остается неизвестным; скорее всего, они являются не геосинклинальными, а платформенными (авлакогенными?).

Герцинский комплекс выступает на поверхность на западе зоны в Донецком крае и выполняет одноименный каменноугольный бассейн, заливообразно вдающийся в тело Русской плиты между Воронежской антеклизой и Приазовско-Ростовским сегментом Украинского щита. Донбасс лежит на прямом продолжении Днепровско-Донецкого авлакогена и тесно связан с ним общностью структурного положения — в частности, он ограничен теми же разломами, а также и досреднекарбоновой геологической истории; антиклинальные зоны Днепровско-Донецкой впадины могут быть прослежены в пределы Донбасса. Вместе с тем, на их границе происходит определенный качественный скачок, причем сама эта граница приурочена к древней зоне поперечных разломов, четко выраженной южнее, в пределах Украинского щита (Орехово-Павлоградская зона), и проявляющей весьма длительную активность. К востоку от этой зоны, в Донбассе поверхность фундамента погружается до глубины 20—25 км против 10—12 км в Днепровско-Донецкой впадине; напротив, кровля карбона оказывается приподнятой над уровнем моря, а отложения перми и мезозоя сохраняются лишь в мульдах западного погружения Донецкой складчатой зоны и по ее северной периферии в так называемом Преддонецком прогибе и отчасти на юго-востоке. Прояв-

¹ Донбасско-Промысловская зона по А. И. Летавину.

ления соляной тектоники, столь характерной для Днепровско-Донецкой впадины, здесь отсутствуют. К этому надо добавить, что отложения девона — карбона испытали в Донбассе глубокий катагенез, и что здесь проявился позднегерцинский интрузивный магматизм и рудная минерализация (Pb, Zn, Hg), хотя и в очень небольшом масштабе.

Пути развития Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса разошлись начиная с позднего визе, т. е. со времени окончания авлакогенной стадии развития впадины. В то время, как во впадине с этого момента установился чисто платформенный режим, Донбасс стал местом накопления мощнейшей паралической угленосной формации типа угленосной молассы, и общая мощность карбона здесь превысила 20 км. Источником сноса обломочного материала был, очевидно, Приазовско-Ростовский сегмент Украинского щита¹, а это означает, что он испытал в среднем и позднем карбоне, начиная с судетской фазы тектогенеза (основной для Большого Кавказа и Предкавказья), интенсивную орогенную активизацию. Донбасс фактически явился предгорным прогибом перед Северо-Кавказским герцинским складчатым сооружением и вовлеченным в активизацию, т. е. эпиплатформенным орогенным восточного участка Украинского щита.

Начало инверсии Донецкого прогиба относится к концу карбона, а оформление его складчатой структуры связано, скорее всего, с заальской фазой герцинского тектогенеза.

Слагающие Донбасс палеозойские отложения сложены в систему умеренно сжатых выдержанных линейных складок, посередине которых выделяется Главная антиклиналь. В литературе долгое время продолжался спор о конседиментационном, в течение времени накопления угленосной формации, или постседиментационном происхождении складчатости Донбасса. К настоящему времени стало, видимо, ясным, что основную роль в этом процессе сыграли постседиментационные деформации.

Позднегерцинская Донецкая складчатая зона по данным бурения и геофизики непрерывно прослеживается от восточного края «открытого Донбасса» до Каспийского моря, точнее, вероятно, до Аграханско-Гурьевского разлома. Это погребенное продолжение Донецкого кряжа, предугаданное еще А. П. Карпинским, получило название «к р я ж а К а р п и н с к о г о». Следует, однако, заметить, что между собственно Донбассом и восточной частью погребенного кряжа Карпинского существуют заметные различия, которые концентрируются в полосе поперечных разломов, идущей от Сальска на Волгоград. К востоку от этой поперечной зоны исчезает определяющая облик Донбасса угленосная формация, а также перекрывающие ее песчаники (С₃ — Р₁) и разрез карбона и низов перми оказывается выраженным монотонной сероцветной аргиллитовой толщей. Соответственно перестают уверенно прослеживаться столь выдержанные в Донбассе складки. Получает все большее развитие и возрастает в мощности юрско-неогеновый осадочный чехол, а в его основании близ берега Каспия появляются расширяющиеся к востоку грабены, заполненные верхнепермской красноцветной молассой, что как бы предваряет переход к глубоким пермско-триасовым прогибам Мангышлака.

Северное ограничение Донецко-Каспийской складчатой зоны на всем протяжении выражено надвигами к северу, в направлении древней платформы. Они сопровождаются с юга так называемой зоной мелкой складчатости. Амплитуда надвига возрастает к востоку, вероятно, скачкообразно вдоль упомянутой поперечной зоны и в районе Астрахани достигает 50 км. Здесь полностью перекрытым оказывается Астраханское краевое поднятие

¹ Однако перенос обломочного материала осуществлялся продольными реками, протекавшими вдоль Днепровско-Донецкой впадины с запада на восток; их правые притоки и дренировали Украинский щит.

платформы. На западе перед надвиговой зоной вырисовывается узкая борозда — Преддонецкий прогиб, вдоль которой в ранней перми осуществлялась связь Днепровско-Донецкого бассейна с бассейном Прикаспийской синеклизы. Эта борозда затем окаймляет с юга Прикаспийскую синеклизу и на юго-востоке соединяется с южным окончанием Предуральского прогиба (Лапкин, Томашунас, 1966).

Южная граница Донецко-Каспийской зоны определяется другой крупной зоной разломов, входящей в систему Сарматско-Туранского линеймента. К ней приурочена Манычская зона грабенов-прогибов, прослеживающаяся на 700 км до берега Каспия при ширине 30—40 км. Эта зона наиболее активно развивалась в поздней перми и триасе, общая мощность которых достигает на востоке 2,5 км. Верхняя пермь выражена красноцветной континентальной молассой, нижний и средний триас — карбонатно-терригенной формацией платформенного типа, верхний триас — низы юры — терригенно-вулканогенной толщей.

Манычская зона является пограничной между Донецко-Каспийской зоной и собственно Предкавказьем. Она сохраняла тенденцию к прогибанию вплоть до четвертичного времени, и вдоль нее еще в голоцене действовал пролив, соединявший Черноморский бассейн с Каспийским. Амплитуда погружения допермского фундамента достигает в этой зоне 5—6 км.

К Предкавказскому сегменту отнесено Центральное и Восточное Предкавказье, поскольку Западное Предкавказье описано в составе Азово-Кубанского сегмента.

Фундамент основной части сегмента представлен миогеосинклинальным в основном темносланцевым комплексом отложений девона (?) — нижнего карбона, испытавшим начальный метаморфизм. Этот комплекс непосредственно протягивается сюда из Степного Крыма и Западного Предкавказья. Местами, особенно на юге, он прорван позднепалеозойскими (радиометрический возраст 250—280 млн. лет) гранитоидами. На герцинский геосинклинальный комплекс наложены, в частности на юге Ставрополя, узкие грабены, выполненные красноцветной континентальной молассой верхнепермско-нижнетриасового возраста.

Южнее полосы развития среднего палеозоя, уже по существу в области северного склона Центрального Кавказа, а также (по геофизическим данным) под северной частью Терско-Каспийского прогиба протягивается эпибайкальский Северо-Кавказский крайовой массив¹, сложенный в основном рифейской толщей метавулканогенно-терригенных зеленых сланцев (местами метаморфизм достигает амфиболитовой фации), несогласно перекрытой вендской (?) молассой, на которую через конгломерат из обломков среднекембрийских известняков налегает известняково-аргиллитовый силур, затронутый начальным метаморфизмом. Все эти образования обнажены на небольшом участке к югу от Кисловодска, где они прорваны красными позднепалеозойскими гранитами. В пределах данной зоны находится также Малкинский серпентинитовый массив, спорного, но скорее всего докембрийского возраста, составляющий часть Северо-Кавказского офиолитового пояса, прослеживающегося, по данным магнитометрии (Смирнова, 1973), в сторону как Каспийского (под Терско-Каспийским прогибом), так и Азовского моря (под Западно-Кубанским прогибом).

К югу от Северо-Кавказского массива, отделяясь крупным разломом, простирается узкая, но чрезвычайно сложно построенная герцинская эвгеосинклинальная зона Передового хребта, с мощным вулканогенно-осадочным разрезом среднего палеозоя, верхнепалеозойскими молассами и крупными, недавно установленными шарьяжами северного направления, в которых,

¹ Другие названия: Лабино-Малкинская зона (Е. Е. Милановский), Адыгейско-Карацеевский крайовой массив (А. Н. Шарданов).

кроме этого комплекса, принимают участие офиолиты и кристаллические сланцы смежной с юга зоны Главного хребта — области герцинских метаморфид.

В то время как внутренняя структура фундамента Предкавказья полностью подчинена близширотной зональности, поверхность фундамента разбита как продольными, так и поперечными разломами, подвижки по которым оказали существенное влияние на состав и строение осадочного чехла. Наиболее приподнятое положение фундамент занимает в Центральном Предкавказье, обрисовывая Ставропольский свод, почти со всех сторон ограниченный флексурно-разломными зонами. Разрез чехла на своде начинается лишь с альба и заканчивается сарматом. С этого времени Ставропольский свод окончательно выступает в качестве поднятия — северного выступа горного сооружения Большого Кавказа, разделяющего Азово-Кубанскую (Восточно-Кубанскую на суше) и Терско-Кумскую впадины, еще долго занятые морскими бассейнами.

В отличие от Ставропольского свода в Восточно-Кубанской впадине, к юго-западу от этого свода, и в Терско-Кумской впадине, на востоке Предкавказья накопление осадочного чехла началось уже в триасе¹, непосредственно после завершения отложения верхнепермской молассы. Основание триаса повсеместно сложено грубообломочными образованиями, на востоке пестроцветными; выше следует терригенно-карбонатная формация верхов нижнего и среднего триаса, которые, однако, разделены перерывом и несогласием. Новые поднятия проявились на рубеже среднего и позднего триаса (они дали в свое время основание выделить на Кавказе лабинскую фазу тектогенеза). С этого времени развитие Восточно-Кубанской и Терско-Кумской впадин продолжалось разными путями. В первой из них быстро восстановились условия открытого мелкого моря с накоплением биогенных (риффы!) карбонатов, вторая лишь, вероятно, в конце триаса — начале лейаса стала местом отложения лагунно-континентальной пестроцветной груботерригенной и вулканогенной (вулканисты преимущественно средние и кислые) толщи. Впрочем, в конце триаса море отступило и из Восточно-Кубанской впадины. Суммарная мощность триасовых отложений максимальна в зоне Манычских прогибов (2—2,5 км) и в южном борту Восточно-Кубанской впадины (1,5 км); обычно же она не превышает 1000 м.

Выше триаса в обеих впадинах залегает терригенная (песчано-глинистая) формация нижней — средней юры, в нижней части паралическая и отчасти угленосная, в верхней мелководно-морская. Наибольшая мощность наблюдается в Восточно-Кубанской впадине (2 км) и Восточно-Манычском прогибе (около 1 км). Эта формация включает, по существу, и келловей (кроме верхнего).

Верхнеюрско-валанжинская карбонатно-эвапоритовая формация развита в Восточно-Кубанской впадине и на юге Терско-Кумской впадины, откуда она продолжается, возрастая в мощности, в Терско-Каспийский передовой прогиб. В основании формации залегают известняки и доломиты верхнего келловей — оксфорда, выше ангидриты, гипсы и каменная соль киммериджа — титона, по южной периферии замещаемые рифовыми постройками, обнаженными вдоль Скалистого хребта Большого Кавказа, еще выше пестроцветы верхов титона и, наконец, известняки валанжина. В эпоху накопления эвапоритов существовало два солеродных бассейна, приуроченных к Восточно-Кубанской и Терско-Каспийской впадинам; здесь мощность формации достигает 1—1,5 км.

Трансгрессивно на этой формации залегает глауконито-песчаная формация готерива — сеномана (мощность 900 м), начинающаяся местами лишь

¹ В Восточно-Кубанской впадине триас выступает на поверхность на ее южной периферии уже в области северного склона Центрального Кавказа.

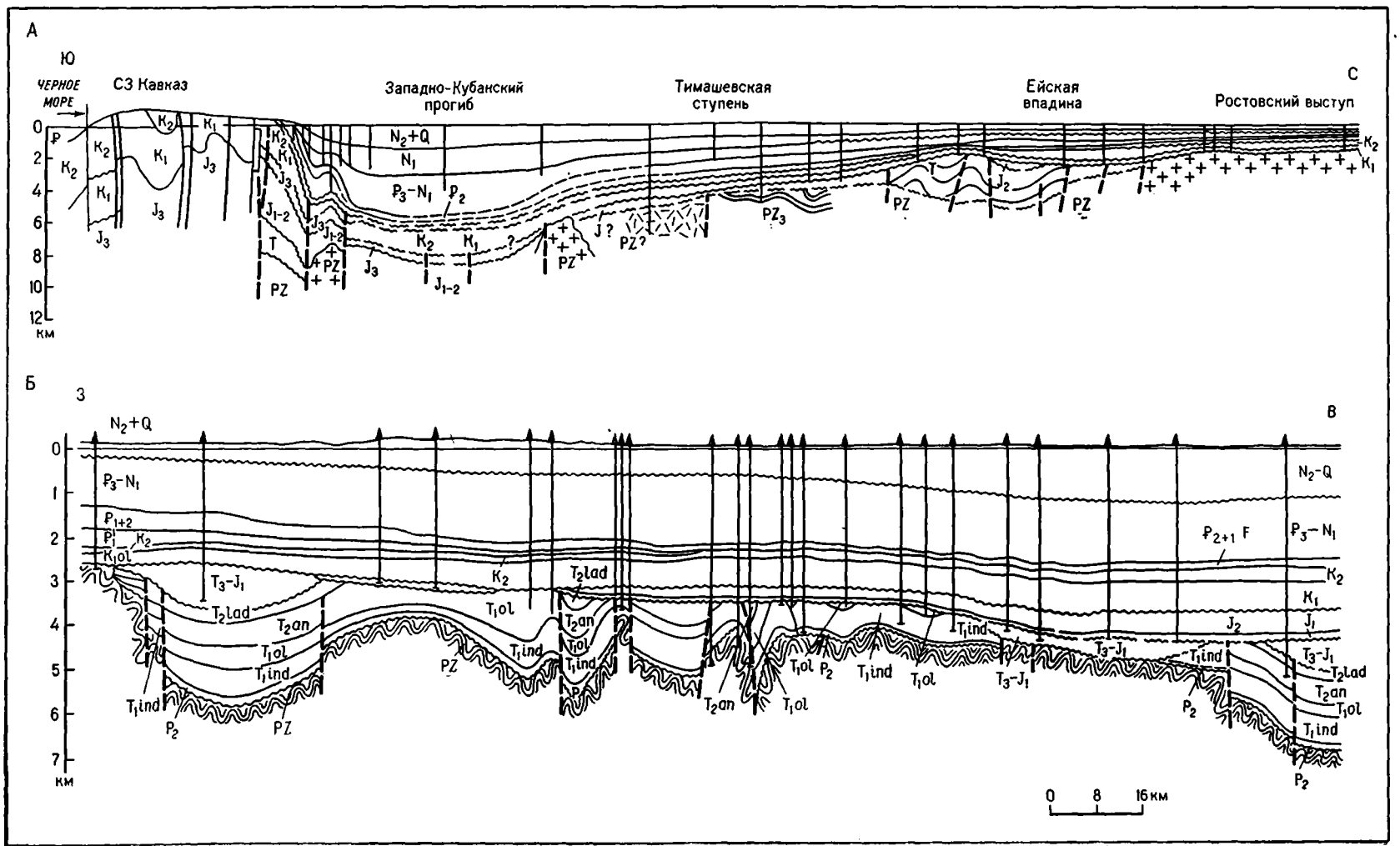


РИС. 69. Профили через Предкавказье: А — Западное (по А. Н. Шарданову и др.), Б и В — Центральное и Восточное (по А. И. Летавину и др.).

1 — кислые магматиты; 2 — граниты; 3 — эвапориты

с апта или альба. Эту формацию также трансгрессивно перекрывает турон-эоценовая мергельно-известняковая формация (мощность до 1,5 км) с подчиненными пачками глин и алевролитов. Обе формации пользуются практически повсеместным распространением.

Этот формационный ряд, по существу, тождествен формационному ряду смежной миогеосинклинали Б. Кавказа, но в последней все формации отличаются гораздо большей мощностью (рис. 69) и степенью эпигенетических изменений.

Выше в формационном ряду Предкавказской плиты следует олигоцен-нижнемиоценовая битуминозно-глинистая формация майкопской серии, обладающая наибольшей мощностью на юге. Еще более резко эти изменения мощностей затрагивают мелководно-прибрежную обломочно-известняковую формацию среднего миоцена — квартера мощностью в первые сотни метров.

Крупнейшими элементами структурного плана Предкавказской плиты являются (см. рис. 68) Восточно-Кубанская впадина, Ставропольский свод с ограничивающим его с юга Южно-Ставропольским надразломным валом, Чернолесский прогиб, затухающий к северо-западу, а на юге вливающийся в Терско-Каспийский прогиб. Прикумская зона поднятий (свод) к югу от Манычских прогибов, значительно опущенная по сравнению со Ставропольским сводом и вместе с Чернолесским прогибом и своими склонами составляющая Терско-Кумскую впадину. Глубина залегания фундамента максимальна на юге — в южной части Чернолесского прогиба и на южном склоне Прикумского свода — Ногайской моноклинали, где она достигает 5—6 км. В целом осадочный чехол Восточного, как и Западного, Предкавказья испытывает региональный наклон на юг, в сторону передового прогиба (см. рис. 69).

Несколько особое положение в структуре данного сегмента Скифской плиты занимает Восточно-Кубанская впадина. В ранней и средней юре, когда эта впадина прогибалась особенно интенсивно, она развивалась сопряженно с Азово-Березанской раннекиммерийской складчатой зоной и составляла, вместе со своим северо-западным продолжением — Ейской впадиной, компенсационный прогиб последней. Юго-восточное окончание Восточно-Кубанской впадины — Ахметовский прогиб оказывается наложенным уже на Северо-Кавказский краевой массив и приобретает общекавказское простирание, в отличие от северо-западного — юго-восточного простирания самой Восточно-Кубанской впадины. В дальнейшем последняя развивается как самостоятельная структура, а с олигоцена и особенно миоцена — как восточное продолжение Западно-Кубанского передового прогиба. Однако в отличие от последнего это развитие заканчивается к началу плиоцена, и Восточно-Кубанская впадина втягивается в общее воздымание Большого Кавказа и Ставропольского свода, хотя и заметно отстает от них по скорости поднятия. На востоке Восточно-Кубанская впадина замыкается и Ставропольский свод через Минераловодское седло, отделяющее Восточно-Кубанскую впадину от Терско-Каспийского прогиба, непосредственно сочленяется с Северо-Кавказской моноклиалью северного склона Большого Кавказа, перекрывающей одноименный краевой массив.

Все региональные структуры Предкавказской плиты осложнены складчатостью платформенного типа, наиболее интенсивной в пределах Южно-Ставропольского вала. Ориентировка осей складок, за редкими исключениями, подчинена субширотному простиранию. Эта складчатость связана с блоковыми подвижками фундамента и развивалась конседиментационно, причем в основном на ранних этапах формирования чехла, до олигоцена. Впрочем, слабое унаследованное развитие даже локальных поднятий вплоть до современной эпохи доказано структурно-геоморфологическими методами.

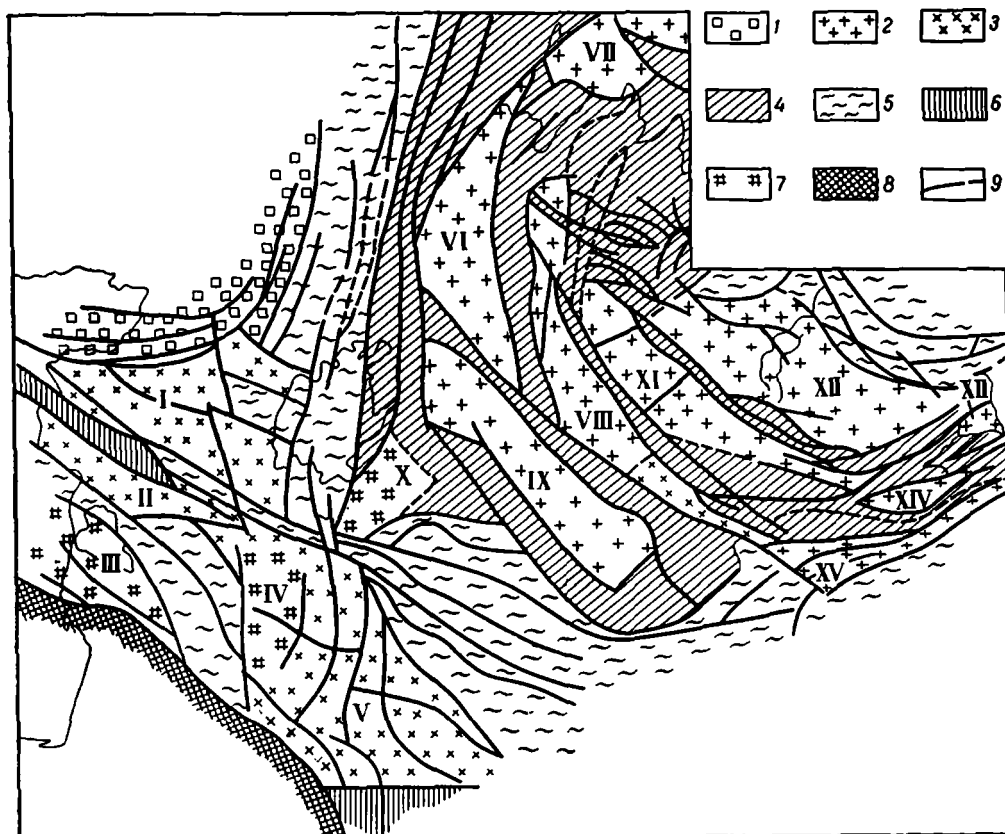


РИС. 70. Схема строения фундамента Туранской плиты и ее обрамления (по В. А. Бушу, Р. Г. Гарецкому и Л. Г. Кирюхину, упрощена).

1 — карельский фундамент Русской плиты; 2—7 — фундамент Туранской плиты; 2 — добайкальские массивы, 3 — байкальские массивы, 4 — каледонские складчатые зоны, 5 — герцинские складчатые зоны, 6 — киммерийские складчатые зоны, 7 — гранитизированные участки древних (докаледонских) глыб; 8 — Альпийский складчатый пояс; 9 — важнейшие разломы. Древние массивы: I — Северо-Устьюртский, II — Южно-Мангышлакский, III — Карабогазский, IV — Центрально-Каракумский, V — Каракумо-Байсунский, VI — Южно-Тургайский, VII — Кокчетавский, VIII — Улутауский, IX — Сырдарьинский, X — Бельтауский, XI — Муюнкумский, XII — Атасу-Джунгарский, XIII — Джаркентский, XIV — Иссыккульский, XV — Нарынский

5. ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Туранская плита представляет восточную и наиболее обширную часть рассматриваемой в данной главе части Центрально-Евразийской молодой платформы. Соответственно она обладает наиболее разнородным строением, что относится и к чехлу, и в особенности к фундаменту. В составе фундамента имеются глыбы байкальского, а, возможно, и добайкальского (Северный Устьюрт?) возраста, в том числе испытавшие глубокую герцинскую магматическую и метаморфическую переработку (Карабогазский, Каракумский массивы), а также разделяющие и одновременно спаивающие их складчатые системы каледонского (на северо-востоке), герцинского и раннекиммерийского возраста (рис. 70). Значительным распространением пользуются молассы герцинского и отчасти каледонского орогенных комплексов. Собственно осадочный чехол начинается на разных участках плиты с разных горизонтов, от среднего и даже нижнего палеозоя и до верхов нижнего мела и даже неогена. Очень большую роль в строении Туранской плиты играют раз-

ломы фундамента, местами проходящие в чехол и делящие плиту на четыре квадранта — сегмента (см. выше).

Северо-Устьюртский сегмент занимает северо-западную часть плиты и имеет грубо треугольную форму. На юге он ограничен Центрально-Устьюртской зоной дислокаций, лежащей в полосе Сарматско-Туранского линеамента, на востоке Куландинским разломом, проходящим вдоль западного берега Аральского моря и принадлежащим к зоне Урало-Оманского линеамента, на западе Аграханско-Гурьевским разломом. Наиболее сложно построено северо-западное ограничение сегмента, совпадающее с границей Русской и Туранской плит. Эта граница никак не выражена в мезозойском осадочном чехле, монотонно погружающемся от юго-восточной окраины Прикаспийской солянокупольной области в сторону Устьюрта, но по поверхности палеозоя между Прикаспийской и Северо-Устьюртской синеклизами вырисовывается разбитое крупными разломами Южно-Эмбенское поднятие. Северо-западный из этих разломов отделяет платформенный палеозой юго-восточного борта Прикаспийской синеклизы от зоны интенсивно складчатого терригенного (сланцево-грауваккового) среднего палеозоя, напоминающего зилаирскую серию Урала. Наряду с этой формацией юго-восточнее нее скважинами вскрыты эффузивы, очевидно, также среднепалеозойские. Весьма вероятно, что эта зона представляет собой продолжение Зилаирской зоны Южного Урала, т. е. ветвь Уральской геосинклинальной системы. Но здесь она имеет уже интракратонный характер, так как при ширине всего в 20—30 км ограничивается с юго-востока другим крупным разломом, который отделяет ее уже от Северо-Устьюртской платформенной глыбы. Оба разлома обнаруживают тенденцию схождения в юго-западном направлении, к берегу Каспия, что позволяет предполагать выклинивание Южно-Эмбенской погребенной герцинской складчатой зоны в этом направлении.

Весьма интересно, что поперек всей зоны Южно-Эмбенского поднятия сейсморазведкой прослеживается высокоскоростной преломляющий горизонт, в Прикаспийской синеклизе принимаемый за поверхность докембрийского фундамента. Он сначала испытывает погружение к юго-востоку, наибольшее под складчатой зоной, затем подъем по ограничивающему ее с юго-запада разлому и, наконец, погружение в сторону Устьюрта. Первое обстоятельство свидетельствует о большой мощности в Южно-Эмбенской зоне не только среднепалеозойских, но, возможно, и нижнепалеозойских и рифейских (типа рифея Башкирского антиклинория на Южном Урале) отложений (Кунин, 1974). Второе может рассматриваться как указание на то, что возраст фундамента под Северным Устьюртом может быть близким к возрасту фундамента Восточно-Европейского кратона, по крайней мере в его юго-восточной части.

Для установления возраста фундамента Северного Устьюрта мы располагаем еще следующими данными. Фундамент этот вскрыт на юго-востоке в районе Коскала скважиной, где представлен графит-хлорит-мусковитовыми сланцами, непосредственно перекрытыми средней юрой. Столь низкая степень метаморфизма свидетельствует скорее о рифейском возрасте пород, чем о раннедокембрийском, хотя не исключено явление диафтореза. С поверхностью контакта метаморфитов с чехлом связана преломляющая граница, прослеживающаяся по всему Северному Устьюрту и, как было отмечено выше, со смещением по разлому уходящая и под Прикаспийскую впадину. Однако в последней скорости вдоль данной границы заметно выше (6,2—6,6 км/с), чем под Северным Устьюртом (6,0—6,2 км/с). Мозаичный рисунок гравитационных и магнитных аномалий и их малая интенсивность подтверждают принадлежность Северо-Устьюртской глыбы к массивам докембрийской консолидации. Наконец, эта глыба находится на прямом юж-

ном продолжении докембрийского выступа Мугоджар, наиболее древние породы которого датированы ~1100 млн. лет.

Как представляется, совокупность имеющихся данных позволяет уверенно датировать возраст фундамента Северного Устюрта как докембрийский, но в двух возможных вариантах — он может быть либо рифейским (байкальским), либо раннедокембрийским, но переработанным в байкальскую эпоху. Последнее наиболее вероятно, и если это так, то подтвердится идея А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского о «подземном Устюртском горсте» — юго-восточном выступе Русской (Восточно-Европейской) платформы, поддержанная в последние годы А. А. Богдановым и М. В. Муратовым. Следует, однако, добавить, что в новейшем структурном плане Северный Устюрт даже в этом случае уже нельзя отнести к Восточно-Европейскому кратону, во-первых, по причине байкальской переработки и, во-вторых, вследствие отделения Северо-Устюртской глыбы Южно-Эмбенской геосинклинальной зоной.

Строение самой Северо-Устюртской глыбы заведомо неоднородно — она разбита на ряд блоков разломами субширотного и субмеридионального простирания с колебаниями отметок поверхности фундамента от 2,5—3 до 7—12 км. На одном из приподнятых блоков — Кассарминском двумя скважинами вскрыты довольно сильно измененные аргиллиты и известняки каменноугольного-нижнепермского возраста. На большей же части площади Северного Устюрта в основании осадочного чехла залегает красноцветная песчано-аргиллитовая с подчиненными прослоями кислых туфов и реже лав основного и среднего (со щелочным уклоном) состава, континентальная моласса верхнепермско-нижнетриасового возраста. Под этой толщей мощностью до 2,5—3,5 км, по данным сейсморазведки, в прогибе остается место для отложений палеозоя, которые, однако, вскрыты бурением лишь на Кассарминском выступе. На поднятиях пермо-триас сокращается в мощности или выклинивается, и разрез начинается с юры.

Терригенная континентальная нижняя и средняя юра небольшой мощности, карбонатно-терригенная морская верхняя юра, континентальные красноцветы неокома и морские терригенные отложения апт-альба, морская терригенно-карбонатная формация верхнего мела — нижнего палеогена, глинистая — олигоцен и, наконец, маломощный и неполный кайнозой составляют собственно осадочный чехол. По подошве этого чехла Северный Устюрт в структурном отношении может быть охарактеризован в целом как синеклиза (рис. 71). Эта синеклиза состоит из отдельных прогибов и сводовых поднятий; к крупнейшим из прогибов, с глубиной залегания подошвы юры от 2 до 5 км, относятся собственно Северо-Устюртский (4—5 и более км) на севере, Южно-Бузачинский и Барсакельмесский на юге, а к сводам — Северо-Бузачинский на западе, Кассарминский на востоке. Как видно из профиля (рис. 72), лишь некоторые разломы продолжают в юру и мел, но, как правило, не нарушают кайнозойский этаж чехла. Региональная структура осложнена локальными поднятиями, группирующимися в валы.

С юга Северо-Устюртский сегмент Туранской плиты ограничен Мангышлакской (Центрально-Устюртской) системой дислокаций, отделяющей его от Каспийско-Каракумского сегмента. Эта линейная зона, ограниченная глубинными разломами и протягивающаяся от п-ова Мангышлак к низовьям Амударьи, состоит в свою очередь из двух сегментов, сложенных разновозрастными складчатыми комплексами — восточного, или Центрально-Устюртского, и западного, собственно Мангышлакского.

В пределах восточного сегмента на сравнительно небольшой глубине под чехлом вскрыты метаморфизованные известняки и доломиты, кварцево-серицитовые сланцы, конгломераты, условно относимые к нижнему (?) —



РИС. 71. Схема структуры поверхности фундамента Туранской плиты и ее обрамления (по Р. Г. Гарецкому и Л. Г. Кирюхину).

1 — альпийский складчатый пояс; 2 — выходы фундамента на поверхность; 3 — изогипсы поверхности раннедевонского фундамента Прикаспийской впадины; 4 — изогипсы поверхности фундамента Туранской плиты; 5 — важнейшие разломы: а — доказанные, б — предполагаемые; 6 — соляные купола

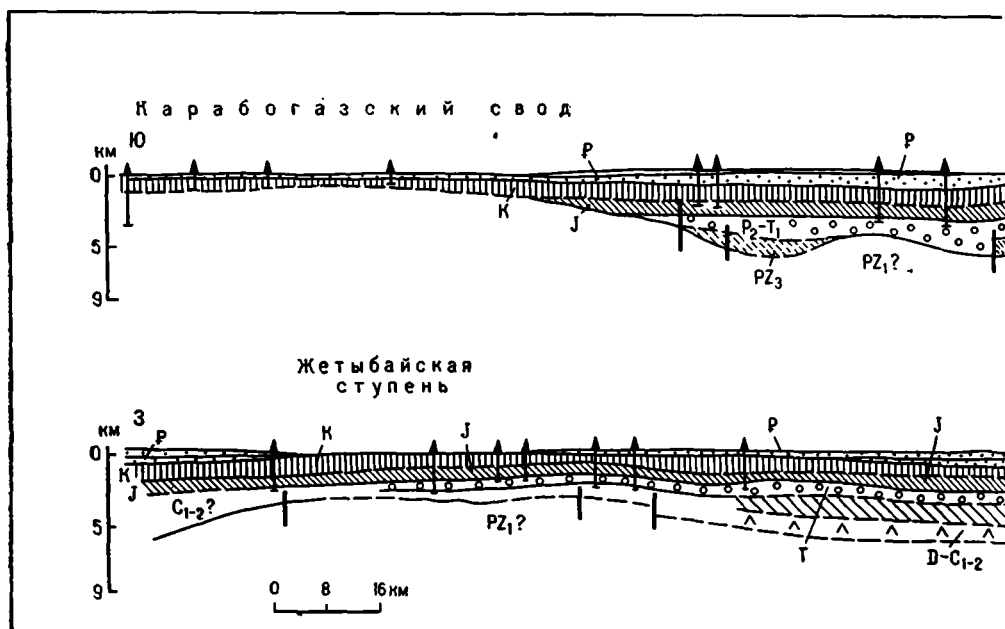
среднему палеозою. Западный сегмент сложен мощной — более 8 км и, возможно, до 14 км (по данным геофизики) толщиной пород перми и триаса. Большая часть этой толщи — вся пермь и нижний и средний триас — представляет собой достаточно типичную молассу, отличающуюся, однако, от одновозрастных отложений смежных с севера и юга более устойчивых блоков плиты, резко повышенной мощностью, развитием в нижнем триасе не континентальных, а морских отложений, а также начальным метаморфизмом пород, не говоря уже об их интенсивной дислоцированности. Разрез комплекса заканчивается согласно лежащей со средним триасом так называемой антраконитовой формацией верхнего триаса — темноцветной морской

известняково-сланцево-песчаниковой толщей, с подчиненными прослоями основных вулканитов, очевидно, родственной осадочному выполнению регенерированных триасовых прогибов более западных районов рассматриваемой молодой платформы.

В конце триаса весь комплекс был интенсивно смят в кулисно расположенные линейные складки, осложненные взбросо-надвигами и кливажем. В настоящее время он выступает на поверхность в ядрах брахиантиклиналей юрско-палеогенового чехла, сочетающихся в антиклинальные зоны и образующих платформенную складчатую зону Горного Мангышлака. Простираение обоих складчатых комплексов — допермского и пермо-триасового северо-западное — юго-восточное, отличающееся на $20-30^\circ$ от общего простираения зоны и ограничивающих ее разломов. Вместе с тем довольно очевидно, что распространение пермо-триаса мангышлакского типа ограничено этими разломами. Это заставляет предполагать связь деформаций комплекса со сдвиговыми перемещениями вдоль последних (Шлезингер, 1965).

К а с п и й с к о - К а р а к у м с к и й с е г м е н т в географическом плане охватывает южную часть плато Устюрт, залив Карабогазгол и прилегающую акваторию (восточный шельф) Среднего Каспия (за пределами Терско-Каспийского прогиба), Красноводский полуостров с Кубадагом, возвышенность Туаркыр и пустыню Каракумы. Фундамент сегмента на севере (Южный Устюрт) байкальский (или переработанный добайкальский) — он вскрыт скважиной в районе Сарыкамышского выступа, где обнаружены амфиболовые сланцы со следами диафореза и возрастом в 585 ± 25 млн. лет (К/Аг метод), а также граниты. Южнее, в районе Карабогаза (по данным бурения) и Кубадага плагиогнейсы и гранито-гнейсы, которые могут иметь докембрийский и, возможно, добайкальский возраст интенсивно «пропитаны» палеозойскими (440—300 млн. лет) гранитоидами и перекрыты комагматичными им средними и кислыми вулканитами. Гранитоиды и вулканиты того же возраста распространены и в Каракумах, но здесь кроме них обнаружены терригенные (сланцы, алевролиты, песчаники) осадочные породы, метаморфизованные в мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев; они условно относятся к среднему палеозою. Близкие по составу породы — черные глинистые и кремнистые сланцы и кварциты обнажены и пробурены в промежуточном районе Туаркыра. Этот складчатый средний палеозой — герцинский геосинклинальный комплекс предположительно протягивается на северо-запад между более древними Южно-Устюртским (Южно-Мангышлакским) и Карабогазским массивами, а на юго-востоке уходит под Предкопетдагский прогиб.

Поверхность байкало-герцинского фундамента оказывается глубоко, до отметок — 7—9 км, погруженной под простирающимся через Южный Устюрт субширотным Южно-Мангышлакским и его восточным продолжением — Д а р ь я л ы к - Д а у д а н с к и м п р о г и б а м и, и приподнятой до 1—3 км и менее в пределах Туркменской антеклизы. Последняя состоит из изометричных К а р а б о г а з с к о г о и Ц е н т р а л ь н о - К а р а к у м с к о г о с в о д о в, разделенных Т у а р к ы р с к о й з о н о й д и с л о к а ц и й. В этой зоне, а также в прогибах развита верхнепермская—нижнетриасовая пестро- и сероцветная молассовая формация, на Туаркыре она выступает на поверхность в ядре одноименной антиклинали, перекрываясь в ее крыльях отложениями чехла. По строению Туаркырская зона в целом вполне сходна с Мангышлакской, причем в обеих зонах заметно дислоцирован лишь юрско-палеогеновый ярус чехла, в то время как маломощные отложения среднего миоцена—нижнего плиоцена повторяют эти дислокации в сильно сглаженном виде, а верхний плиоцен — квартал остаются ими практически не затронутыми.



В Южно-Мангышлакском и Дарьялык-Дауданском прогибах на перм-триасе залегают мощная паралическая терригенная нижняя — средняя юра и пестроцветная лагунно-морская верхняя юра. Меньшей мощности эти отложения развиты в Туаркырской зоне и отсутствуют на Карабогазском своде и в наиболее повышенной части Центрально-Каракумского свода, которые погрузились под уровень моря в мелу или лишь к концу раннего мела. Терригенная формация нижнего мела, в низах (неоком) — морская на западе, континентальная на востоке, в верхах апт — (альб) — повсеместно морская. В верхнем мелу терригенная формация с возрастным скольжением с юго-запада на северо-восток замещается карбонатной, мергельно-меловой формацией, охватывающей и нижний палеоген. В олигоцене ей на смену приходит песчано-глинистая, в Южно-Мангышлакском прогибе глинистая и относительно глубоководная, майкопского типа формация. После перерыва море возвращается в среднем миоцене и сармате с отложением мелководно-прибрежных карбонатов. В конце миоцена начинается регрессия моря к западу, и с этого времени большая часть сегмента становится сушей.

Осадочный чехол залегают очень спокойно на Карабогазском своде, а на вершине Центрально-Каракумского свода разбит многочисленными сбросами; происхождение этой структуры типа «щита черепахи» остается пока неясным, она может иметь криповулканическое происхождение или быть связанной с аномально высокими давлениями пластовых вод и газов (П. П. Иванчук). В Южно-Мангышлакском и Дарьялык-Дауданском прогибах известны многочисленные локальные поднятия платформенного типа. С наиболее значительными из них в пределах северного склона Южно-Мангышлакского прогиба («Жетыбайская ступень») связаны крупные залежи нефти в юрских отложениях.

Сырдарьинский сегмент — северо-восточный сегмент Туранской плиты ограничен с запада Куландинским, с юга Бухарским, на юго-востоке Западно-Тяньшаньским, на северо-востоке — Каратауским разломами. К нему относятся акватория Аральского моря, дельта Амударьи, Кызылкумы и Сырдарьинская

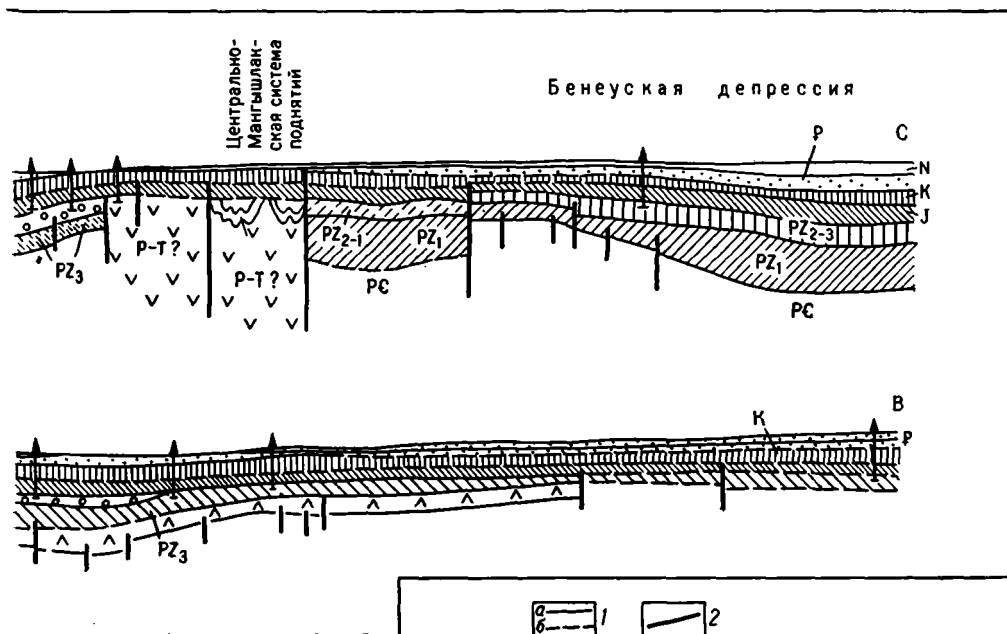


РИС. 72. Профили через западную часть Туранской плиты (по Н. А. Крылову, Р. Г. Гарецкому и др.).

1 — границы: а — по геологическим данным, б — по сейсмическим данным; 2 — разломы

низменность. Глубинное строение данного сегмента известно в общем хуже, чем западных и отчасти юго-восточного сегмента плиты, вследствие меньшего числа скважин, особенно достигших фундамента.

Фундамент под северо-восточной частью сегмента, а также в Юго-Восточном Приаралье предположительно докембрийский, что устанавливается в основном по геофизическим данным. В отношении Юго-Восточного Приаралья приходится однако допускать, что подобно Карабогаскому и Центрально-Каракумскому сводам древний фундамент здесь претерпел интенсивную герцинскую магматическую переработку, ибо скважины вскрывают граниты с возрастом 340—240 млн. лет, а также андезитовые порфириды.

Вдоль северо-восточной границы плиты на предполагаемую Сырдарьинскую глыбу наложены каледонский и герцинский миогеосинклинальные комплексы, обнажающиеся в хр. Большой Каратау. Центральная часть Аральского моря, дельта Амударьи и Кызылкумы являются областью развития герцинского эв- и отчасти миогеосинклинального комплекса, связанного с аналогичными комплексами восточных зон Урала и Южного Тянь-Шаня.

Поверхность геосинклинального фундамента в общем менее погружена и расчленена, чем в других сегментах Туранской плиты. В Кызылкумской антеклизе фундамент этот выходит на поверхность, а в Сырдарьинской синеклизе пущен на глубину 3—4 км, возрастающую на юго-востоке, в направлении Ферганской впадины, где уже в пределах эпиплатформенного орогена эта глубина достигает 10—12 км. Вдоль границы Кызылкумской антеклизы и Сырдарьинской синеклизы и на юго-восточном замыкании последней развиты мощные вулканы камниоугольно-пермского возраста, с комагматичными им гранитоидами Бельтау-Кураминского вулканического пояса. В Сырдарьинской синеклизе

докембрийский фундамент перекрыт квазиплатформенной карбонатной формацией верхнего девона — нижнего карбона, выше которой залегает верхнепалеозойская терригенная формация ограниченного распространения и умеренной мощности, перекрытая морским верхним мелом и палеогеном и континентальным неогеном. Оба эти главных структурных элемента Сырдарьинского сегмента вытянуты в северо-западном — юго-восточном направлении.

Своеобразной структурой сегмента является Джусалинский свод в низовьях Сырдарьи, возникший частично на месте прогиба, выполненного красноцветной вулканогенно-терригенной молассоидной континентальной толщей верхней перми — нижнего триаса.

Восточно-Туркменский сегмент — юго-восточный сегмент Туранской плиты, заключенный между разломами Урало-Оманского линеамента на западе, Сарматско-Туранского линеамента на севере и ограниченный эпиплатформенными орогенными поднятиями Юго-Западного Гиссара и Бенди-Туркестана на юго-востоке и эпигеосинклинальным орогеном Восточного Копетдага на юго-западе, отличается от остальных сегментов прежде всего максимальной глубиной погружения фундамента 12—14 км и более. Предположительный возраст фундамента на большей части сегмента определяется как докембрийский, на основании интерполяции между скважинами Центрально-Каракумского свода и обнажениями Юго-Западного Гиссара (Байсунтау), а также по характеру гравитационного и магнитного полей. На крайнем юге появляется раннекиммерийский складчатый комплекс, протягивающийся сюда с востока, из Бенди-Туркестана, на крайнем северо-востоке простирается герцинский геосинклинальный комплекс продолжения южной зоны Южного Тянь-Шаня.

Почти весь сегмент по отложениям чехла представляет собой огромную (около 400 км в поперечнике) синеклизу, именуемую Восточно-Туркменской, или Амударьинской. В основании этой синеклизы залегает вулканогенная моласса верхнего карбона — нижней перми и терригенная моласса (молассоидная формация) верхней перми — нижнего триаса; их суммарная мощность составляет 3—4 км.

Основная часть осадочного чехла имеет мощность до 8—9 км и начинается терригенной формацией средней юры, перекрываемой карбонатами, затем эвапоритами и красноцветами верхней юры — неокома. Развитие мощной эвапоритовой формации составляет особенность рассматриваемой синеклизы и определяет проявления соляной тектоники в вышележащих отложениях чехла. По западной и северо-восточной периферии Восточно-Туркменский солеродный бассейн был ограничен рифовыми постройками, тяготевшими к краевым разломам. Верхняя часть нижнего мела, верхний мел и нижний палеоген составляют в целом морскую терригенно-карбонатную формацию. На крайнем юге в позднем эоцене появляются вулканы. Неогену — кварталу отвечает красноцветная континентальная формация; мощность ее возрастает в направлении смежных орогенов.

Наиболее характерным элементом внутренней структуры синеклизы является пересекающий ее Репетекский соляной вал и возникший над разломом фундамента. Южная, наиболее глубокая, часть синеклизы, отсеченная этим валом, известна как Мургабская впадина. Северо-восточное крыло Восточно-Туркменской синеклизы ступенчато, по разломам Сарматско-Туранской системы — Амударьинскому, Бухарскому и др. — воздымается в направлении Кызылкумской антеклизы; эти ступени осложнены цепочками локальных поднятий. Туранская плита пересечена несколькими профилями ГСЗ, по данным которых мощность земной коры составляет в ее пределах 30—45 км, на крайнем юго-востоке 50 км, что заметно меньше, чем в смежных с юга и юго-востока орогенах (50—65 км). При этом на самой плите мощность коры минимальна под по-

ложительными структурными элементами: менее 30 км под Карабогазским сводом, менее 37 км под Центрально-Каракумским, а возрастает под отрицательными, особенно под наиболее глубокой Восточно-Туркменской синеклизой.

6. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Добайкальская история. Наиболее определенные данные о присутствии в основании Мизийско-Туранской платформы отдельных глыб добайкальского и скорее всего раннедокембрийского фундамента имеются, как отмечалось, для Мизийской плиты (Южная Добруджа, район Констанцы). Для Скифской плиты косвенным указанием на ее заложение на раннедокембрийском фундаменте является факт прослеживания характерных для нижнепротерозойских джеспилитовых протогеосинклиналей Украинского щита, меридиональных зон положительных магнитных аномалий и отчасти связанных с ними зон утолщения коры на юг до Горного Крыма и северо-западной части Большого Кавказа. На Туранской плите раннедокембрийский возраст может иметь фундамент ряда выделяемых в ее основании докембрийских глыб, особенно на юго-востоке, где непосредственно у границы плиты установлено присутствие раннего докембрия в Юго-Западном Гисаре.

Байкальский этап. На этом этапе древняя континентальная кора несомненно подверглась раздроблению и значительной переработке, и на ее основании начали развиваться терригенно-вулканогенные геосинклинали, разделенные срединными массивами. Собственно на этом этапе и произошло обособление будущей молодой платформы от древнего Восточно-Европейского кратона. Наиболее определено байкальская геосинклиналь вырисовывается в Центральной и Северной Добрудже, откуда она протягивалась к северо-западу в Украинское и Польское Предкарпатье и далее и на восток в Крым и на Северный Кавказ, где сходные с добруджинскими образованиями толщи вскрыты скважинами или выступают на поверхность. Возможно, что на южной периферии Мизийской, Скифской и Туранской плит байкальская геосинклиналь закладывалась уже на океанической (вероятно, новообразованной) коре, как на то указывает диабазо-филлитовая формация Балкан и Северо-Кавказский продолжающийся в Крым и Туркмению офиолитовый пояс.

Каледонский (венд—силур) и раннегерцинский геосинклинальный (силур—ранний карбон) этапы. Байкальский этап повсеместно закончился складчатостью, метаморфизмом (зеленосланцевая, реже амфиболитовая фация) и поднятиями, после которых основная часть платформы испытала временную консолидацию и стала сушей. В связи с этим отложения кембрия здесь практически отсутствуют (морской средний кембрий известен в районе Кисловодска). Исключение составляет лишь протягивающаяся по северо-восточной периферии Туранской плиты Каратау-Чаткальская миеосинклинальная каледонская зона, испытавшая в конце силура интенсивный диастрезизм, за которым последовало накопление девонских моласс. Значительно более слабое проявление позднекаледонских движений наблюдается на юге Молдавской плиты. Отголоском каледонского диастрезизма служит активизация эпибайкальской квазиплатформы с внедрением гранитов с возрастом 450—425 млн. лет, известных как на Северном Кавказе, так и на Карабогазском и Центрально-Каракумском сводах.

В ордовике на западе (Мизийская плита) начинается накопление платформенного чехла, а не позднее силура закладываются герцинские геосинклинальные трюги. Один из герцинских трюгов начинается в Северной Добрудже и протягивается отсюда через Равнинный Крым, Предкавказье и

Средний Каспий в направлении Туаркыра. В девоне в геосинклинальные погружения вовлекается более северная полоса будущей платформы, включающая север Предкавказья и Центральный Устюрт. Примерно тогда же, вероятно, образуется южноэмбенская ветвь уралид. В конце визе геосинклинальный процесс распространяется на Донецко-Каспийскую зону, а Приазовско-Ростовский сегмент Украинского щита испытывает орогенную активизацию. На всей площади возобновление геосинклинального развития не сопровождалось разрушением более древней континентальной коры, а, очевидно, лишь ее частичной переработкой. Инициальный вулканизм здесь проявлен слабо — местами господствующей темносланцевой формации подчинены основные вулканы (диабазы и др.).

Иначе протекал геосинклинальный процесс южнее, в зоне Передового хребта Северного Кавказа, и на востоке, на южном окончании восточных зон Урала в районе Аральского моря и дельты Амударьи, а также в Кызылкумах, на западном продолжении эвгеосинклинальных зон Южного Тянь-Шаня. Здесь этот процесс развивался с конца докембрия или начала палеозоя на коре океанического типа, сопровождаясь спилито-диабазо-кератофировым вулканизмом, проявлявшимся местами до девона, а на продолжении Южно-Гиссарской зоны и раннего карбона включительно. Между эв- и миогеосинклинальными герцинскими зонами выступали довольно многочисленными и крупные, особенно на востоке, в Туране, срединные массивы — блоки древней — байкальской или добайкальской континентальной коры.

Этап геосинклинальных погружений ранее всего закончился на западном окончании герцинской геосинклинальной системы, в Добрудже, где это произошло еще на рубеже девона и карбона, перед накоплением «карапелита», т. е. в бретонскую эпоху. На Северном Кавказе и большей части Туранской плиты возраст основных герцинских деформаций и начала поднятий — судетский, а в Донецко-Каспийской зоне он повышается до заальского. Соответственно изменяется и возраст основной генерации герцинских гранитов, в общем несколько более поздних, чем главные деформации, а также начала образования моласс.

Позднегерцинский (орогенный) этап (поздний палеозой—ранний триас). Нижняя, обычно сероцветная и угленосная моласса, средне-верхнекарбонного возраста имеет на площади Мизийско-Туранской платформы ограниченное распространение — она известна на юго-востоке Мизийской плиты, на юге Северного Кавказа и в отдельных впадинах Туранской плиты. Гораздо шире развита красноцветная, более грубая по составу, аридно-континентальная молассовая или молассоидная формация перми и отчасти нижнего триаса, — свидетель интенсивного горообразования. С ней часто ассоциируются вулканическая, базальт-андезит-липаритовая формация и вторая крупная генерация герцинских гранитоидов. На некоторых участках известны аналогичные вулканы карбонного возраста, но по распространению они сильно уступают пермским.

Намечаются два основных типа структур, выполненных этой ассоциацией формаций. Первый из них представлен грабенами сравнительно небольших размеров, наложенными, как правило, на герцинский геосинклинальный комплекс. Такие грабены особенно характерны для Предкавказья и Северного Кавказа, но известны и на других участках Мизийско-Туранской платформы (например, Мангышлак, Туаркыр). Обычно красноцветная пермская или пермско-нижнетриасовая формация в подобных грабенах имеет наиболее грубый состав. Другой тип структур рассматриваемого этапа — обширные впадины («квзисинеклизы» В. А. Буша, Р. Г. Гарецкого и Л. Г. Кирюхина, 1975), наложенные обычно на глыбы догерцинского фундамента. Эти впадины в дальнейшем, в мезозое наследовались уже настоящими синеклизами. Пермо-триас в них имеет более тонкий, песчано-алев-

рито-глинистый состав, а вулканический материал представлен не столько лавами, сколько пирокластикой. Подобные впадины наиболее распространены на Туранской плите (Северный Устюрт, Южный Мангышлак, Восточная Туркмения), но к данному типу относится и пермская впадина центральной части Мизийской плиты.

К концу данного этапа, в раннем — среднем триасе на значительной части Мизийско-Туранской плиты установились уже типичные платформенные условия. Это касается Мизийской плиты, Центрального и Восточного Предкавказья и ряда районов Туранской плиты. Однако платформенный режим не стал еще господствующим — развитие в этом направлении было прервано в середине или конце триаса частичной регенерацией геосинклинальных условий.

Раннекиммерийский этап частичной геосинклинальной регенерации (средний триас—ранняя юра). В среднем—позднем триасе возникла система узких (десятки километров), ограниченных разломами прогибов (тафро-геосинклиналей), в которых накопилась морская терригенная, приближающаяся то к флишу, то к аспидной формации толща с участием вулканитов спилито-кератофирового типа мощностью в несколько километров. Максимум развития этих прогибов приходится на карнийский—норийский века, а их замыкание со складчатостью, начальным метаморфизмом и превращением во внутриплатформенные складчатые зоны совершилось местами уже в конце триаса, местами в начале юры, но не позднее конца лейаса, т. е. в общем в раннекиммерийскую эпоху складчатости. К числу подобных зон относятся зона Тулчи на севере Добруджи, Тарханкутская зона в Крыму, Каневско-Березанская в Западном Предкавказье, Бадхызская на крайнем юге Туранской плиты (с ее бенди-туркестанским продолжением). Особую категорию составляют Мангышлакская и Туаркырская зоны, которые вначале развивались как позднегерцинские грабены, а затем в позднем триасе (Мангышлак) стали близки по типу формаций рассматриваемым зонам, и вместе с ними подверглись раннекиммерийским деформациям.

Все зоны раннекиммерийской складчатости проявились как зоны относительных поднятий в период накопления юрского и более молодого осадочного чехла и испытали постумные деформации, заметно более интенсивные, чем на всей остальной площади платформы.

Раннекиммерийский диастрофизм завершил формирование складчатого основания молодой платформы, и с этого времени на ней повсеместно установился типично платформенный режим. При этом ареал господства подобного режима не ограничился современной площадью Мизийско-Туранской платформы, а распространился далеко за ее пределы, по существу на всю область герцинского эпигеосинклинального орогенеза, включая Карпаты и Балканы, северный склон Большого Кавказа до Главного надвига, Бенди-Туркестан, Паропамиз и Гиндукуш, Тянь-Шань и Северный Памир. Современные границы Мизийско-Туранской платформы обозначились лишь позднее, сначала на юго-западе в юре, в связи с развитием геосинклинальных погружений в будущем альпийском поясе, и значительно позднее в олигоцене на юго-востоке, в связи с началом эпиплатформенного орогенеза Центрально-Азиатского пояса, и несколько сместились на юго-запад при формировании системы передовых прогибов альпийского пояса.

Альпийский этап платформенного развития (юра—квартер). Этот этап почти повсеместно начинается со средней юры. Ему предшествует не только складчатость в регенерированных тафро- или моногеосинклиналях¹, но и интенсивные блоковые движения за их пределами, которые сопровождались вулканической деятельностью. Красноцветная (кстати, уже не аридная, а гумидная) обломочная формация с вулканитами известна как на

¹ Термин А. Л. Яншина.

Мизийской, так и на Скифской плитах, где эти движения были наиболее заметными, а на Туранской плите ей отвечает красноцветная кора выветривания в основании юры. Средняя юра (местами и верхняя часть лейаса) представлена распространенной во всех впадинах платформы, но отсутствующей на большинстве сводов терригенной (песчано-глинистой) морской на западе, паралической или континентальной угленосной на востоке формацией, лишь на Мизийской плите ее замещает карбонатная формация. Уже в это время вырисовываются по существу все основные положительные и отрицательные структурные элементы платформы. В поздней юре в южной части плиты, на всем протяжении от Молдавии до Юго-Восточной Туркмении накапливаются лагунные красцветы, переходящие южнее в эвапориты, а на границе с Крымско-Кавказско-Копетдагской миогеосинклиналью в рифовые известняки. На юго-востоке осадки этих типов продолжают отлагаться и в начале мела, замещаясь к западу морской терригенно-карбонатной формацией. Северная и восточная части Туранской плиты в конце юры испытывают регрессию. Развивающаяся затем в течение раннего мела новая трансгрессия приводит в апте—альбе к перекрытию практически всех сводов; в позднем мелу трансгрессия достигает максимума и господствующим типом отложений становятся мергельно-меловые. После некоторого перерыва в конце мела—начале палеогена и с возрастанием содержания тонкого терригенного материала в течение палеоцена и эоцена продолжалось накопление карбонатной формации.

Как отмечалось уже многими исследователями (Р. Г. Гарецкий, В. М. Цейслер и др.), формационный ряд юрско-эоценовых отложений молодой платформы принципиально вполне сходен с аналогичным рядом смежных внешних, миогеосинклинальных зон альпийских геосинклиналей Балкан, восточной части Горного Крыма, Большого Кавказа и Копетдага, где, однако, значительно возрастает мощность осадков, распределение мощностей становится линейным, увеличивается плотность пород. Кроме того, на отдельных участках и в отдельные отрезки времени в миогеосинклиналях появляется флиш, отличающийся от смежных платформенных карбонатных или глинистых отложений присутствием алевро-песчаных пород во флишевом чередовании с известняками, мергелями и глинами (титон—валанжин и верхний эоцен Предбалканья, титон—валанжин западной и восточной частей Горного Крыма, верхний сенон Северо-Западного Кавказа).

Переломным моментом в развитии значительной части платформы явился конец эоцена. С этого времени ее южная периферия на ряде участков вовлекается в интенсивное погружение, связанное с формированием передовых прогибов перед фронтом новообразованных альпийских горных сооружений Горного Крыма, Большого Кавказа и Копетдага. Южная граница платформы на этих участках отодвигается к северу, приурочиваясь к северному ограничению передовых прогибов. Нечто аналогичное происходит и по северо-западной и северной границам Мизийской плиты, где образуется Предкарпатский прогиб. На других участках южная периферия платформы оказалась втянутой в поднятия — это относится, прежде всего, к Тянь-Шаню и Северному Памиру и к горным сооружениям Северного Афганистана, а также к северному склону Центрального Кавказа, западной части Горного Крыма и отчасти к Предбалканью. В итоге границы Мизийско-Туранской платформы окончательно приняли свои современные очертания.

На значительной части платформы, кроме восточной части Туранской плиты, наиболее интенсивный рост локальных поднятий и образованных ими валов относится к мезозою и раннему палеогену; он значительно ослабел, начиная с олигоцена, а многие поднятия небольшой амплитуды были «сформированы» в связи с образованием интенсивного регионального наклона

к югу, в направлении передовых прогибов. Иначе обстояло дело на юго-востоке Туранской плиты, в частности в Кызылкумах, где рост складок усилился в период формирования по соседству эпиплатформенного орогена.

7. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

К настоящему времени не осталось сомнений в том, что первоначальное представление о Мизийско-Туранской платформе, как области эпигерцинской консолидации, являлось чрезмерно упрощенным. Складчатое основание платформы образовано разновозрастными складчатыми комплексами — от карельского, а возможно и докарельских, до раннекиммерийского — и сформировано на протяжении ряда тектонических циклов, из которых наиболее важными являются байкальский, герцинский и раннекиммерийский. Данные о распространении в основании платформы добайкальских образований показывают, что Мизийско-Туранская платформа, за исключением отдельных, сравнительно узких зон, в общем возникла на древней, скорее всего раннедокембрийской континентальной коре, общей с корой смежных кратонов. Глыбы этой коры в наибольшей мере сохранились в пределах Туранской плиты, слагая более половины ее площади. Их давно и, видимо, справедливо рассматривают как обломки «моста», некогда соединявшего Восточно-Европейский и Китайский кратоны.

Однако несмотря на то, что Мизийско-Туранская платформа и не является просто эпигерцинской, в создании ее фундамента герцинскому тектогенезу принадлежит весьма существенная роль. Основной структурный рисунок фундамента определяется глыбами байкальской и добайкальской консолидации, сложенными метаморфитами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, разделенными и одновременно спаянными менее глубоко измененными породами герцинского комплекса. Этот рисунок дополнительно усложнен появлением еще более узких, чем герцинские, и пользующихся ограниченным распространением зон раннекиммерийской складчатости.

Совершенно определенное влияние на развитие Мизийской, Скифской и западной части Туранской плит оказала смежная с юга альпийская геосинклиналь, по существу «продиктовавшая» осадочному чехлу этих плит свой ритм осадконакопления, свой формационный ряд и определившая более высокую скорость и амплитуду погружения южной периферии платформы (зона периплатформенных или, лучше, перигеосинклинальных, опусканий).

Наблюдается закономерная зависимость, также уже отмеченная в литературе (см. Гарецкий, 1972), интенсивности деформаций чехла от возраста складчатого основания. Над крупными глыбами древнего фундамента образуются крупные же впадины (синеклизы) чехла, развивающиеся с позднего палеозоя и лишь слабо усложненные типично платформенными складчатыми деформациями. В том случае, если древний фундамент подвергся интенсивной более поздней гранитизации, он наоборот, как бы «всплывает» в виде крупных сводов, как показывает пример Карабогазского и Центрально-Каракумского сводов. Однако ряд сводов Мизийско-Туранской платформы — Северо-Болгарский, Центрально-Крымский, Ставропольский — выпадают из этой закономерности и оказываются «вырезанными» поперечными разломами и флексурами резко несогласно по отношению к внутренней структуре фундамента. При этом оказывается, что соответствующие зоны поперечных поднятий являются «сквозными», общими и для Мизийско-Туранской молодой платформы, и для смежных с нею кратона и альпийского геосинклинально-орогенного пояса.

Как бы то ни было, зоны наиболее резко выраженных складчатых дислокаций чехла практически везде совпадают с зонами проявления раннекимммерийской складчатости. По своему типу складчатые дислокации Мизийско-Туранской платформы почти целиком принадлежат к категории отраженной складчатости, связанной с блоковыми или складчато-блоковыми (в эпокиммерийских зонах) деформациями фундамента. Дислокации эти развивались преимущественно конседиментационно. Лишь в отдельных районах наблюдаются проявления соляной тектоники (Восточно-Туркменская синеклиза, юго-восток Мизийской плиты).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 41—51.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972. 297 с.
- Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971. 156 с.
- Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. — «Труды ВНИГРИ», вып. 236, 1965. 323 с. Авт.: В. Д. Наливкин, В. А. Дедеев, В. В. Иванцова и др.
- Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., «Наука», 1974. 223 с.

МИЗИЙСКАЯ ПЛИТА

- Добрев Т. Б., Щукин Ю. К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М., «Наука», 1974. 170 с.
- О фациях и возрасте палеозойских отложений острова Змеиного на Черном море. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 22, № 3, с. 692—694. Авт.: И. Н. Сулимович, К. Я. Гуревич, О. М. Анастасьева, М. И. Благодаров.
- Тектоника фундамента Мизийской плиты. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972. № 8, с. 38—49. Авт.: А. И. Левин, Т. В. Стрельцова, М. Ю. Хахимов, П. Боков, Хр. Дачев.
- Vargu S., Vasilescu E. Tectonique du soubassement de la plateforme moesique (territoire Roumain). CBGA, XIII Congr., Geotectonique, Belgrad, 1967. p. 35—41.
- La structure du soubassement moesien entre le Danube et les rivieres de lalomita, Buzau et Siret. — «Rev. roum. geol., geoph. et geogr., ser. geol.», t. 11, No. 1, 1967. p. 23—32. Auth.: I. Gavut, L. Cornea, A. Gheorghia, R. Gaspar, L. Tomesci.
- Tectonics of the Carpathian-Balkan region (ed. M. Mahel). Bratislava, 1974. 456 p. Разделы: «The Rumanian Forelands» (M. Sandulescu), «Moesian Platform» (E. Boncevu), p. 446—454.

СКИФСКАЯ ПЛИТА

- Геологические формации Западного Предкавказья (ред. А. Н. Шарданов). М., «Наука», 1973. 156 с.
- Геология СССР, том IX, Северный Кавказ, ч. I. М., «Недра», 1968. 759 с.
- Геология СССР, том VIII, Крым, ч. I. М., «Недра», 1969. 575 с.
- История геологического развития Западного и Северного Причерноморья. — «Труды ВНИГРИ», 1973, вып. 137, с. 149—173. Авт.: В. Е. Железняк, А. Е. Каменецкий, Л. В. Покровская и др.
- Лалкин И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике юга Европейской части СССР. «Геотектоника», 1966, № 5, с. 95—107.
- Каменецкий А. Е., Силонов Ф. А., Покровская Л. В. Тектоническая карта южных районов Украины и Молдавии и примыкающих акваторий. — «Труды ВНИГРИ», вып. 137, 1973, с. 125—148.
- Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. Тектоника платформенного чехла северо-западной части Черного моря. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1976, № 3, с. 35—44.
- Смирнова М. Н. О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба. — «Изв. вузов, геол. и разв.», 1974, № 3, с. 10—18.
- Строение складчатого основания равнинного Крыма. «Геотектоника», 1968, № 4, с. 54—69. Авт.: М. В. Муратов, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный и Н. И. Черняк.
- Тектоника Восточного Предкавказья. М., «Наука», 1975. 80 с.

Феликс В. П. Об Азово-Черноморском шовном грабене. — «Изв. вузов, геол. и разв.», 1975, № 3, с. 3—9.

Шлезингер А. Е. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, № 2, с. 36—52.

Шлезингер А. Е. Глубинное строение зоны Тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 6, с. 114—125.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Амурский Г. И. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии. — «Геотектоника», 1976, № 2, с. 87—100.

Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М., «Наука», 1975. 192 с.

Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1971, т. XLVI (3), с. 141—142.

Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М., «Недра», 1974. 265 с.

Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966. с. 287. Авт.: И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман.

Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра», 1970. 246 с.

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М., «Наука», 1965. 218 с.

Глава VII

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ЭПИБАЙКАЛЬСКАЯ ПЛИТА

1. ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Тимано-Печорская плита занимает крайнюю северо-восточную часть Русской равнины, отделенную от основной ее части невысоким (до 463 м) Тиманским кряжем северо-западного — юго-восточного простирания (рис. 73). На востоке и северо-востоке плита переходит в северный отрезок Предуральского прогиба, последовательно окаймляющий Северный и Полярный Урал и Пай-Хой. Граница с прогибом в своей южной половине носит характер довольно постепенного погружения, но севернее вдоль нее возникает система достаточно резко проявленных дислокаций, морфологически выраженных грядами Чернышова, Гамбурцева, Сорокина, Чернова. По слагающим отложениям эти структуры принадлежат плите, но их деформации генетически связаны со становлением Урало-Новоземельской геосинклинальной складчатой системы в позднегерцинско-раннекиммерийскую эпоху. Эти зоны дислокаций по своему положению и, очевидно, происхождению гомологичны складчатым Юрским горам в Западной Европе, расположенным на границе Предальпийского прогиба и эпигерцинской плиты.

Схождение Тимана и Урала к югу обуславливает выклинивание Тимано-Печорской плиты в том же направлении. Напротив, плита расширяется к северу (северо-западу) и продолжается в Печорское море, занимая всю его акваторию и практически все пространство между Кольским полуостровом на юго-западе и Южным островом Новой Земли и о-вом Вайгач на северо-востоке. В направлении центральной части Баренцева моря происходит замещение подчиненных северо-западному — юго-восточному направлению структур Тимано-Печорской плиты структурами другого простирания, возникшими на ином фундаменте. Вероятно, это замещение происходит вдоль зоны разломов западно-юго-западного — восточно-северо-во-

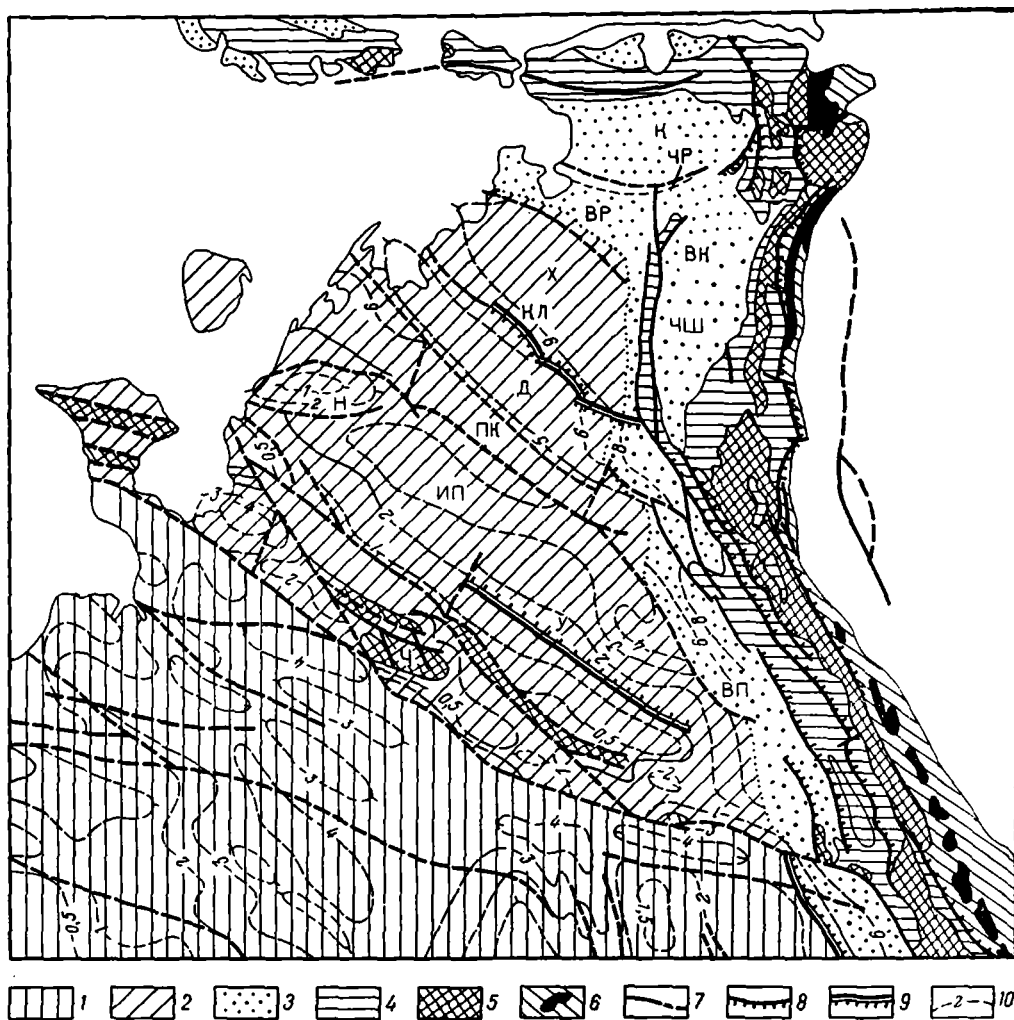


РИС. 73. Схема структуры Тимано-Печорской плиты (по Тектонической карте Европы м-ба 1 : 10 000 000, 1977 г.).

1 — чехол Русской плиты; 2 — чехол Тимано-Печорской плиты; 3 — верхний палеозой и триас Предуральяского прогиба; 4 — многоцикличный нижний и средний палеозой Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя и Урала; 5 — выступы байкальского складчатого комплекса; 6 — эвгеосинклиальный нижний и средний палеозой и выходы офиолитов (заливкой); 7 — разломы (в основном вертикальные); 8 — надвиги; 9 — флексура; 10 — изогипсы поверхности фундамента
Ч — поднятие Четласского Камня; У — Ухтинская флексура; ИП — Ижмо-Печорская впадина; Н — Нарьян-Марский свод; ПК — Печеро-Кожвинский вал; Д — Денисовский прогиб; КЛ — Колвинский вал; Х — Хорейверский прогиб; ВР — Вараидейский вал (вал Сорочкина); ЧШ — гряда Чернышева; ЧР — гряда Чернова; К — Каратайская впадина; ВК — Воркутинская впадина; ВП — Верхнепечорская впадина

сточного простирания. При этом по верхним горизонтам чехла Печорская впадина вливается в округлую Южно-Баренцевскую впадину (синеклизу).

Одним из главных структурных элементов Тимано-Печорской плиты является К а н и н о - Т и м а н с к и й к р я ж — крупное поднятие байкальского (рифейского) фундамента плиты, простирающееся от п-ова Канин на северо-западе до Полюдова кряжа на юго-востоке, где оно смыкается с Уралом. С древней Восточно-Европейской платформой, с ее Русской плитой Канино-Тиманский кряж граничит по разлому — краевому шву, который, судя по данным сейсморазведки и магнитометрии, имеет характер

крупного и пологого надвига, по которому байкальский комплекс Тимана и Канина на несколько десятков километров перекрывает фундамент Русской плиты, магнитное поле которого как бы «просвечивает» через этот значительно более слабо магнитный комплекс. Сейсмический профиль указывает на наклон поверхности надвига под углом 30—40°.

Шозный разлом вдоль границы байкалитид Тимана и Канина с древней платформой прослеживается северо-западнее в море у Мурманского берега Кольского полуострова и обнажается вновь на суше между п-овами Средним и Рыбачьим на территории СССР и на п-ове Варангер на территории Норвегии (Дедеев и др., 1974; Siedlecka, 1975). Интенсивно дислоцированные геосинклинальные отложения среднего рифея — нижнего венда оказывают надвинутыми здесь на свои платформенные аналоги, залегающие моноклинално и трансгрессивно на древнедокембрийском фундаменте Балтийского щита. Эти платформенные позднедокембрийские осадки выполняют протягивающийся параллельно краевому шву (надвику) Кильдинский прогиб (они слагают о-в Кильдин). Аналогом этого прогиба юго-восточнее на континенте служит П р и т и м а н с к и й п р о г и б с глубиной погружения фундамента до 5—6 км. Слагающие основание его чехла отложения рифея представляют, очевидно, образования зоны перикратонных опусканий Восточно-Европейской платформы и лишь вендские осадки могут рассматриваться как выполнение передового прогиба. В свою очередь они перекрываются платформенными отложениями.

Второй, крупнейшей структурой Тимано-Печорской плиты является П е ч о р с к а я с и н е к л и з а, достигающая на материке вдоль побережья ширины 400 км; максимальное погружение фундамента в ее пределах составляет на суше 7—8 км, в море 8—9 км. Фундамент по возрасту и составу на большей части впадины, если не на всей площади, идентичен байкальскому складчатому комплексу Тимана. Внутреннее строение впадины достаточно сложное, особенно на северо-востоке; она состоит из ряда крупных и сложных валов и разделяющих их прогибов.

До последних 10—15 лет Тимано-Печорская плита, особенно ее северо-восточная часть — Большеземельская тундра, оставалась сравнительно мало исследованной, исключение составлял Ухтинский нефтегазоносный район на юго-западе. Положение стало быстро меняться в последние годы, когда здесь развернулись геолого-геофизические исследования, охватив при этом и область Тимана. К настоящему времени территория плиты полностью изучена геофизическими методами и на большей ее части проведено бурение, включая о-в Колгуев. Наиболее важные обобщающие работы по региону принадлежат В. С. Журавлеву (1972), Н. Д. Матвиевской (1974), З. И. Цзю (1964).

2. КАНИНО-ТИМАНСКИЙ КРЯЖ И ПРИРОДА ФУНДАМЕНТА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Канино-Тиманский кряж по поверхности фундамента представляет собой пологое и широкое (до 150 км) асимметричное воздымание с более крутым и узким юго-западным и более широким ступенчатым северо-восточным крыльями, сопрягающимися по разломам соответственно с Притиманским прогибом и Ижма-Печорской впадиной. В продольном направлении кряж также разбит на неравномерно приподнятые блоки поперечными (северо-восточными) и косопоперечными (широтными) разломами (Башилов, Каминский, 1975), что и обуславливает прерывистый характер выходов пород фундамента на поверхности. На протяжении от п-ова Канин до Полюдова кряжа известно около десяти таких выступов фундамента, образующих скалистые возвышенности — «камни»; самым крупным из них является

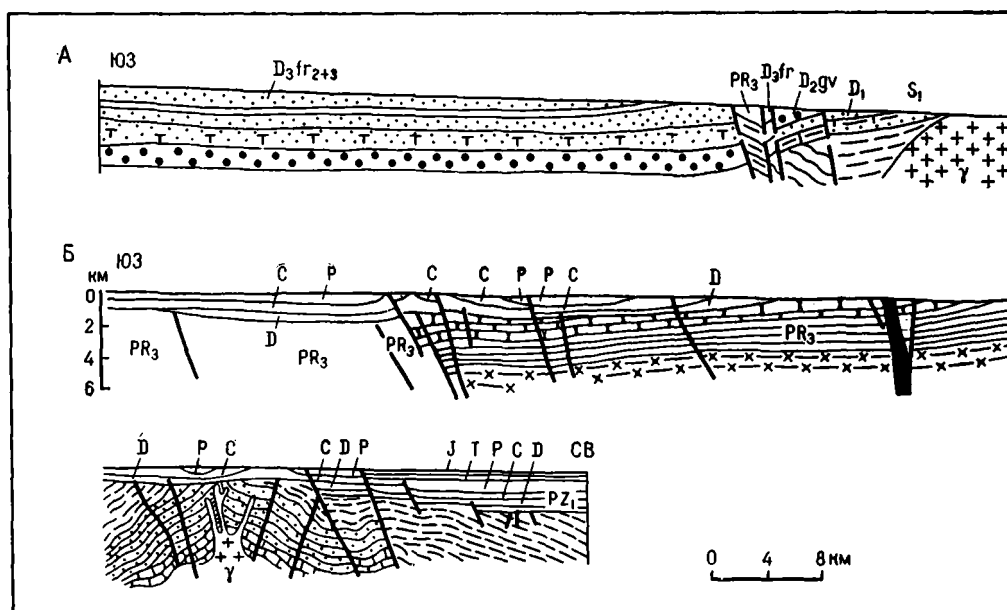
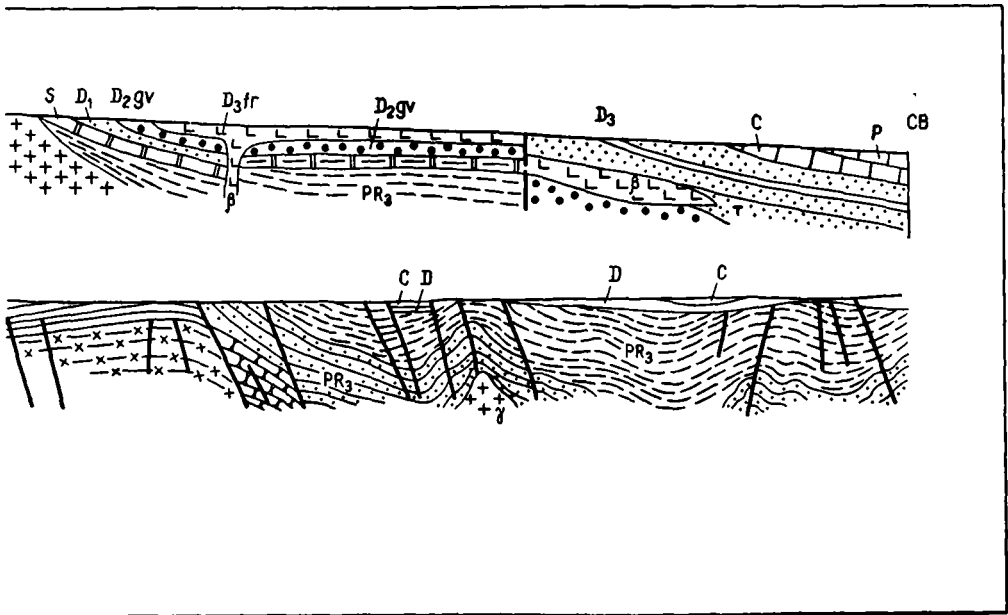


РИС. 74. Профили через Тиманский кряж: А — на севере (по В. Г. Гещену); Б — в средней части — Четласский Камень (по В. П. Смирнову, из книги В. С. Журавлева). γ — граниты, β — базальты

Четласский Камень на Среднем Тимане, в пределах которого установлен относительно наиболее полный разрез байкальского складчатого комплекса.

Разлом, типа крутого (?) надвига, отделяющий северо-восточное крыло мегантиклинали Четласского Камня от юго-западного, является фактически границей двух принципиально различных структурно-формационных зон фундамента (рис. 74). Юго-западная зона построена весьма спокойно и состоит из очень полого (от 2—4 до 15—20°) погружающихся к юго-западу терригенных (кварцито-сланцевых) образований среднего и низов верхнего и карбонатной формации верхнего рифея (эта последняя представляет по строматолитам аналог миньярской свиты Башкирского антиклинория Урала). Степень метаморфизма этих пород не превышает низших ступеней зеленосланцевой фации. Моноклираль юго-западного крыла осложнена мелкими сбросами, вдоль которых наблюдаются внедрения жильных пород — производных щелочно-основной магмы (лампрофиры, диориты, плагиоклазиты, карбонатиты и др.). Близ главного пограничного между зонами разлома наклон слоев возрастает до 30—60° и становится обратным. Слагающие северо-восточную зону терригенные, в основном сланцевые, отложения среднего—верхнего (?) рифея обнаруживают значительно более высокую степень метаморфизма, достигающую на п-ове Канин амфиболитовой ступени, и смяты в крутые, местами изоклиральные складки, а также испытали интенсивный кливаж. Здесь наблюдаются и довольно многочисленные, хотя и не крупные тела интрузивных пород, принадлежащих трем различным формациям: габброидной (наиболее ранней), гранитоидной (радиометрический возраст 625—525 млн. лет) и монцит-сиенитовой, включая нефелиновые сиениты (возраст 600—500 млн. лет).

Байкальский фундамент вскрыт бурением в ряде пунктов Ижма-Печорской впадины, а в последнее время и значительно восточнее — на юге Колвинского вала и в южной части Хорейверской впадины (Дедеев, Журавлев, Запольнов, 1974). Представлен он интенсивно дислоцированными ме-



таморфическими сланцами того же типа, что и в северо-восточной зоне Канино-Тиманского кряжа, а также гранитами, которые здесь, по вероятному предположению В. С. Журавлева (1972), образуют более крупные массивы, масштаба батолитов, чем на Тимане и Канине.

Эти данные в общем опровергают предположения Г. Штилле и Н. С. Шатского, поддержанные А. А. Богдановым, о том, что тиманиды возникли в пределах узкой внутриплатформенной борозды (авлакогена, по Шатскому и Богданову), разделявшей две древних глыбы — плиты — Русскую и Баренцеву (Баренция Штилле). В соответствии с этими предположениями многие исследователи считали, что фундамент северо-восточной части Печорской синеклизы — Большеземельской тундры является не байкальским (рифейским), а раннедокембрийским. Действительно, магнитное поле Большеземельской тундры отличается от таковых западной части Печорской синеклизы и Тимана, характеризуясь в противоположность последним интенсивными максимумами преобладающе северо-западного простирания, но с довольно резкими виргациями. Часть геофизиков усматривает сходство этого поля с магнитным полем Русской плиты, в то время как В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров в 1959 г. высказали мнение, что сюда продолжается из области Полярного Урала эвгеосинклиальная зона байкалитид. Таким образом, по мнению В. С. Журавлева и Р. А. Гафарова, совпадающему с более ранними представлениями Н. С. Шатского, Канин, Тиман и западная часть Печорской синеклизы возникли над миогеосинклиальной зоной байкалитид, а восточная часть — над эвгеосинклиальной.

Вскрытие дислоцированного и метаморфизованного рифея на Колвинском валу и в Хорейверской впадине и в особенности обнаружение в последнем районе кислых вулканитов, сходных с вулканитами верхов рифея Полярного Урала, подтвердило взгляды В. С. Журавлева и Р. А. Гафарова, по крайней мере в том смысле, что стала очевидной принадлежность Тимано-Печорской плиты в целом к байкальской геосинклиальной складчатой области. Не исключено, однако, что в составе этой области могли существовать отдельные более древние глыбы — срединные массивы с переработанным в байкальскую эру раннедокембрийским фундаментом. Такое

предположение наиболее вероятно для погребенного под Хорейверской впадиной Большеземельского сводового поднятия и для его возможного продолжения в Печорском море. Рифейские кислые вулканы сами по себе еще не доказывают эвгеосинклинальную природу этого района в байкальском цикле, а характерное обтекание Полярным Уралом и Пай-Хоем этого Большеземельского поднятия свидетельствует о его значительной и, вероятно, древней консолидации. Другой (?) древний массив — Малоземельский намечается по геофизическим данным в районе о-ва Колгуев и устья Печоры.

Возвращаясь теперь к Канино-Тиманскому кряжу, отметим, что покрывающий его склоны и поперечные погружения осадочный чехол начинается на севере с силура, на юге — со среднего девона и включает верхний девон, карбон и пермь. На наиболее погруженных участках, в особенности в юго-восточном Притиманье, в этом чехле развиты крупные пологие брахиантиклинальные и куполовидные складки. К ним принадлежат, в частности, Ухтинская брахиантиклиналь, к которой приурочено одноименное нефтяное месторождение, известное с XVIII в. и явившееся первенцем Тимано-Печорской нефтегазодобывающей провинции.

3. ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Печорская синеклиза занимает остальную, большую часть Тимано-Печорской плиты. Она выполнена мощным осадочным чехлом (от 2—3 до 6—8 км), охватывающим почти весь разрез фанерозоя. Этот разрез региональными несогласиями довольно отчетливо подразделяется на несколько структурных этажей (точнее, комплексов). Возраст нижнего этажа — так называемого ижма-омринского терригенного комплекса пока остается спорным — одни исследователи относят его к венду, другие к кембрию, третьи к ордовику или усматривают в нем элементы всех трех или двух из этих систем. Залегает он на неровной поверхности фундамента и с некоторым несогласием перекрывается вторым снизу этажом, включающим силурийские, а на востоке и нижнедевонские карбонатные образования. Этот позднекаледонский этаж с отчетливым несогласием перекрыт третьим, герцинским, терригенно-карбонатным, охватывающим отложения среднего и верхнего девона, карбона и низов перми. Несогласие, наблюдаемое особенно на западе внутри нижнего карбона, между турне и визе, подразделяет этот этаж на два подэтажа (или, вернее, комплекс на этажи). Основные залежи нефти в области подчинены данному этажу. Остальная часть перми, эвапоритоканкарбонатно-терригенная, и терригенный триас составляют четвертый, позднегерцинско-раннекеммерийский структурный этаж. Выше несогласно залегают юрские и нижнемеловые, а близ побережья также верхнемеловые и палеогеновые отложения, слагающие пятый, позднекеммерийский—альпийский этаж. Наконец, маломощный покров плиоцен-четвертичных ледниково-морских осадков отвечает шестому, позднеальпийскому этажу, практически уже недислоцированному.

Наблюдается резкое несоответствие в залегании различных структурных этажей. Наиболее контрастные структурные формы развиты на уровне девона-перми (триаса) и образованы в результате позднегерцинских—раннекеммерийских движений. Самыми крупными из этих форм являются с юго-запада на северо-восток широкая и плоская И ж м а - П е ч о р с к а я в п а д и н а с глубиной залегания фундамента до 4 км и весьма пологими поднятиями над его ступенями фундамента, резко выраженный сложный в а л («мегавал») П е ч о р с к о й г р я д ы (Печоро-Кожвинский), ограниченный по фундаменту и докарбоневой части чехла разломами, неширокий (40—60 км) Д е н и с о в с к и й п р о г и б («мегапрогиб»), К о л - в и н с к и й с л о ж н ы й в а л, Х о р е й в е р с к а я в п а д и н а

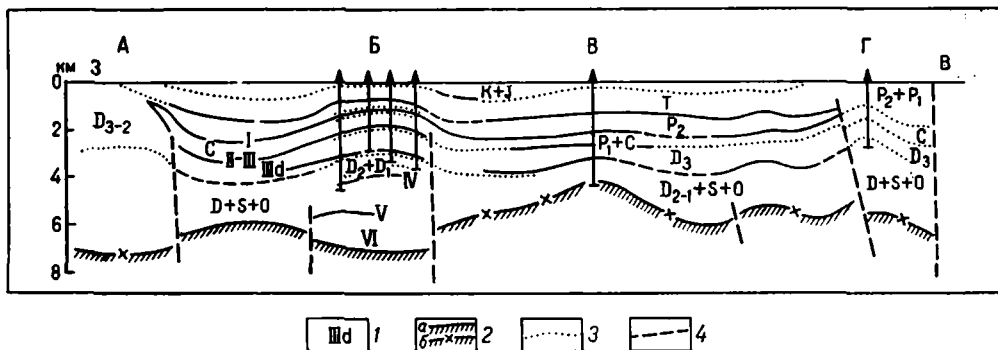


РИС. 75. Сейсмогеологический профиль через северо-восточную часть Тимано-Печорской плиты (по Б. И. Тарбаеву, Н. М. Мокрушину и Г. А. Коновалову).

1 — отражающие сейсмические горизонты; 2 — поверхность фундамента: а — достоверная, б — предпологаемая по гравимантным данным; 3 — геологические границы; 4 — тектонические разрывы. А — Печоро-Кожвинский мегавал; Б — Денисовский прогиб; В — Колвинский мегавал; Г — Хорейверский прогиб и гряда Чернышева

и, наконец, в ал Сорюкина, представляющий уже переходную структуру к складчатой зоне гряд Гамбурцева—Чернова, замыкающей Печорскую синеклизу на северо-востоке. Аналогичная зона гряды Чернышева замыкает северо-восточную часть Печорской впадины на юго-западе, в то время как Ижма-Печорская впадина довольно постепенно через флексуру переходит к востоку в Верхнепечорскую впадину Предуральяского прогиба.

Существенно иначе рисуется структура синеклизы по поверхности фундамента и отчасти по двум нижним структурным этажам. Поверхность фундамента достаточно резко опущена под Печоро-Кожвинским и Колвинским валами и именно здесь достигает наинизших для всей синеклизы отметок (7—8 км). Соответственно мощность докарбонных и особенно досреднедевонских отложений тут максимальна. В то же время в области Денисовского прогиба и особенно Хорейверской впадины поверхность фундамента оказывается приподнятой и на их месте соответственно вырисовываются Лапский выступ и Большеземельский свод (рис. 75). Таким образом, Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы возникли на месте инверсировавших авлакогенов.

Юрско-меловой (палеогеновый) этаж развит в основном во впадинах и в сильно смягченной форме повторяет структурный рельеф поверхности триаса. Маломощный покров плицена—антропогена практически уже не дислоцирован.

4. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Весьма вероятно в предрифейское (предсреднерифейское?) время на месте современной Тимано-Печорской плиты располагалось продолжение Восточно-Европейской древней платформы с ее раннедокембрийским гранито-гнейсовым фундаментом. Во всяком случае это должно быть справедливо для всей миогеосинклиальной зоны тиманид, до Припечорской зоны разломов — западного ограничения Печоро-Кожвинского мегавала, и довольно вероятно для предполагаемого Большеземельского срединного массива.

Дальсландско-байкальский этап. Заложение Тимано-Уральской позднедокембрийской геосинклиальной системы произошло в среднем рифее, но не исключена возможность, что Варангер-Тиманский отрезок возник

раньше, еще в раннем рифее. При этом эвгеосинклинальная зона, которая в пределах будущей Тимано-Печорской плиты занимает место, скорее всего, между Печоро-Кожвинским и Колвинским мегавалами, должна была возникнуть вследствие раздвига древней континентальной коры, обломком которой мог явиться Большеземельский массив.

В течение среднего и позднего рифея, а на северо-западе, вдоль побережья Кольского полуострова и раннего венда Тиманская геосинклиналь испытала интенсивное погружение с накоплением многокилометровой (порядка 10 км) толщи преимущественно обломочных осадков, материал которых поступал в основном с древней Восточно-Европейской платформы. В зоне между Печоро-Кожвинским и Колвинским мегавалами можно предполагать, судя по интенсивным магнитным аномалиям, значительное проявление офиолитового магматизма. Первые поднятия в зоне Тимана произошли еще перед поздним рифеем, в дальсландскую гренвильскую эпоху. Некоторое ослабление тектонической активности должно было наблюдаться во вторую половину позднего рифея, судя по накоплению карбонатной формации быстринской свиты и ее аналогов. Впрочем, по мнению В. Г. Гецена (1975), эта формация представляет барьерный риф на границе двух продольных зон Тимана.

Основной диастрофизм внешней зоны тиманид относится скорее всего к позднему венду. В это время их осадочное выполнение испытало интенсивные складчато-надвиговые деформации с общим перемещением масс в направлении древней платформы; этим деформациям сопутствовал региональный метаморфизм, достигший на более глубоких уровнях амфиболитовой ступени, а также формирование гранитных батолитов в более внутренней части миогеосинклинальной зоны и более мелких плутонов гранитоидов ближе к ее периферии. Гранитоидному плутонизму предшествовало внедрение основной магмы.

К востоку от современного Канино-Тиманского кряжа байкальский диастрофизм мог наступить раньше, еще в конце рифея — начале венда, тем более если венд действительно входит в состав ижма-омринского молассоидного комплекса, начинающего собой уже платформенный чехол. Здесь известны граниты с возрастом 780 млн. лет. Начавшееся после складчатости поднятие Канино-Тиманского кряжа сопровождалось компенсационным погружением Притиманского прогиба.

Каледонский этап (ордовик—средний девон). Так или иначе, ижма-омринский комплекс (ордовик?) принадлежит уже каледонскому этапу развития области. Его распространение к востоку от Канино-Тиманского кряжа и состав показывают, что кряж этот продолжал испытывать воздымание. Одновременно вдоль древних тектонических швов фундамента плиты, разделявших в прошлом миогеосинклиналь, эвгеосинклиналь и срединный массив, произошло заложение Печоро-Кожвинского и Колвинского авлакогенов.

Во второй половине каледонского этапа, в силу тектоническая активность заметно снизилась, что проявилось в накоплении морской мелководно-карбонатной (в основном доломитовой) формации. Осадки этой формации перекрыли северную часть Канино-Тиманского кряжа, в то время как южная оставалась областью размыва. На востоке накопление этой формации продолжалось и в раннем девоне; появление примеси сульфатов указывает на постепенное замыкание бассейна.

Примерно на рубеже раннего и среднего девона юго-западная часть Тимано-Печорской плиты испытала общие восходящие движения, наиболее интенсивные в пределах Канино-Тиманского кряжа. Эти движения и сопровождавшие их деформации были, несомненно, отзвуком позднекаледонского тектогенеза; они сопровождались вспышкой базальтового вулканизма, особенно интенсивной в самом начале позднего девона.

Средний девон и низы верхнего девона образуют терригенную песчано-глинистую формацию, с элементами вулканогенной базальтовой, в которой от Тимана на восток наблюдается смена континентальных и прибрежно-морских фаций чисто морскими. На отдельных участках Тиманского кряжа все это время сохранялись очаги размыва. Мощности осадков также растут в восточном направлении, достигая максимальных значений — >1200 м в Печорско-Кожвинском авлакогене. Здесь и вообще в северо-восточной части плиты, на рубеже нижнего и среднего девона не было поднятий и перестройки структурного плана и отложения силура—среднего девона составляют единый структурный этаж. Его мощность в Колвинском авлакогене и аналогичной структуры будущей гряды Сорокина превышает 4—5 км. Большеземельский свод четко выделяется минимумом мощностей.

Герцинский этап (верхний девон—ранняя пермь). Терригенная формация D_2 — D_3 сменяется глинисто-карбонатной формацией D_3 — C_1 , также развитой в максимальной мощности (~1,5 км) в Печоро-Кожвинском авлакогене, который к началу карбона испытал общее опускание на 7 км (1). В основании этой глинисто-карбонатной формации прослеживается характерная «доманиковая» глубокоководная битуминозно-карбонатная субформация, общая для Тимано-Печорской и Русской плит. Опять же подобно последней сопряжено с этой формацией на поднятиях развивались рифовые постройки. Вообще, начиная со среднего девона, ритм вертикальных движений и соответственно смены осадков разного типа являлся практически одинаковым для обеих плит, спаянных в одно целое уже в результате байкальского тектогенеза.

Эта общность проявилась также в кратковременном эпизоде поднятий и регрессий в начале визейского века раннего карбона. Поднятия эти наиболее интенсивно проявились опять-таки в пределах Каннино-Тиманского кряжа, где с ними было связано бокситообразование. Перерывы в накоплении осадков повторялись на Северном и Среднем Тимане неоднократно в течение карбона. В результате ранневизейской регрессии, в карбонатную, известково-доломитовую формацию верхов девона—карбона — низов перми вклинивается терригенная, песчано-глинистая пачка нижнего — низов верхнего визе, подразделяющая ее на две части. В северо-восточном направлении значение ранневизейского перерыва уменьшается, а терригенные осадки низов визе замещаются карбонатными. Зато в конце визе здесь отлагаются сульфаты, а отложения среднего и верхнего карбона в ряде мест выпадают из разреза.

Распределение мощностей верхней части карбонатной формации герцинского этапа принципиально отличается от характерного для всех подстилающих отложений чехла — мощности оказываются наименьшими в Печоро-Кожвинской и Колвинской зонах и возрастают в окаймляющих и разделяющей их впадинах. Это указывает на начало инверсии структурного плана Печорской синеклизы, завершившейся к середине перми.

Позднегерцинский—раннекиммерийский этап (верхняя пермь—триас). Новый перерыв в осадконакоплении отмечается в разрезе плиты в ранней перми, сопровождаясь полным или частичным выпадением артинского и кунгурского ярусов и сменой формаций. Карбонатная формация (D_3 — P_1) сменяется красноцветной лагунно-континентальной, красноцветной меласоидной формацией (P_2 — T). В ее основании залегают переходная эвапоритово-(сульфатно)-карбонатно-терригенная субформация кунгура мощностью до 100 м, минимальной на склонах Тимана. Обломочный материал вышележащей красноцветной субформации поступал с Урала, который в это время испытывал значительное воздымание. Отдельные прослои с морской фауной, появляющиеся в северной части Печорской синеклизы свидетельствуют об ингрессиях с севера и косвенно — о преобладании морских условий в современной акватории Печорского моря. Максимальная мощность фор-

мации составляет около 2 км и отчетливо приурочивается к Денисовскому прогибу и Хорейверской впадине. К концу этапа Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы и вал Сорокина окончательно выступают в качестве зон поднятий и, следовательно, структурный план синеклизы, да и всей плиты становится близким к современному. Сдвиг заключительных движений герцинского этапа до конца триаса совпадает с тем, что наблюдается на Северном и Полярном Урале и Пай-Хое. Движения эти были довольно интенсивными и привели к длительному — вся ранняя юра — перерыву в осадконакоплении и несогласному залеганию отложений следующего структурного этажа на слоях от триасовых до девонских. Довольно естественно, что амплитуда перерыва и несогласия оказывается максимальной на северо-восточном склоне Тимана.

Позднекеммерийский—альпийский этап (юра—палеоген). С завершением развития смежной Уральской геосинклинально-орогенной системы тектонический режим Тимано-Печорской плиты, объединившейся теперь через Полярный Урал с Западно-Сибирской плитой в единую область консолидации, становится еще более спокойным. Движения по разломам фундамента прекратились фактически еще в конце предыдущего этапа. Формационный ряд средней юры—нижнего мела состоит из сероцветной континентальной угленосной формации средней юры, морской песчано-глинистой формации верхней юры—неокома, сероцветной континентальной¹ песчано-глинистой формации апта-альба. Мощность всех этих формаций невелика, достигая максимума 800—1000 м на северо-востоке, в северной части Большеземельской тундры и минимума на склонах Тимана и гряды Чернышева, т. е. на периферии синеклизы. Уменьшение мощностей и выклинивание этажа в зонах Печоро-Кожвинского и Колвинского мегавалов указывают на проявление унаследованных от предыдущего этапа поднятий этих структурных элементов синеклизы.

В позднем мелу и палеогене почти вся Тимано-Печорская плита (в пределах современной суши) становится областью размыва. Исключение составляет самая северная часть Печорской синеклизы, где известны небольшой мощности континентально-морские осадки верхнего мела—палеогена.

Позднеальпийский этап (неоген—антропоген). В миоцене и раннем—среднем плиоцене Тимано-Печорская плита продолжала испытывать слабое общее поднятие, распространившееся, вероятно, и на ее акваториальную часть, и несколько более интенсивное в полосе Канино-Тиманского кряжа. В позднем плиоцене и антропогене воздымание кряжа усилилось, придав ему современный низкогорный рельеф. В то же время во впадинах северной части Печорской синеклизы возобновилось накопление осадков, на этот раз принадлежавших ледово-морской песчано-глинистой формации. Мощность этой формации лишь немного превышает 100 м.

Данные геофизики и тенденции изменения фаций и мощностей осадков в пределах наземной части Тимано-Печорской плиты позволяют предвидеть, что общая мощность осадочного чехла возрастает в акватории Печорского моря, и прежде всего за счет послетриасовых отложений.

В заключение следует констатировать, что в развитии Тимано-Печорской плиты по отношению к смежным регионам можно различить четыре крупных этапа. На первом из этих этапов, относящемся к началу позднего докембрия, территория плиты принадлежала к древней платформе, вероятно объединявшей Восточно-Европейский и Северо-Азиатский кратоны. На втором, рифейском этапе она вошла в состав Урало-Тиманского геосинклинального пояса. Байкальский тектогенез вывел Тимано-Печорскую плиту из этого пояса и на третьем, палеозойско-триасовом этапе вновь спаял ее с Восточно-Европейской платформой, обусловив общность движений и осадко-

¹ Ближе к Печорскому морю в ее составе появляются пакки с морской фауной.

накопления с Русской плитой. Однако меньшая степень консолидации фундамента и близость Уральской геосинклинали (затем орогена) обусловили большую подвижность Тимано-Печорской плиты и повышенную интенсивность ее деформаций в течение палеозоя и триаса. Наконец, начиная с юры Тимано-Печорская плита вновь, как и до рифея становится частью огромной консолидированной территории, охватывающей весь север Евразии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башилов В. И., Каминский Ф. В. Вопросы тектоники и магматизма Тимана. — «Советская геология», 1975, № 6, с. 127—133.
- Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1975. 127 с.
- Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала, т. I, Сыктывкар, 1971. 408 с.
- Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л., «Наука», 1975. 144 с.
- Дедеев В. А., Журавлев В. С., Запольнов А. К. Тиманская и Печорская складчатая система. — В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974. с. 82—89.
- Дедеев В. А., Запольнов А. К., Кратц К. О. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л., «Наука», 1969. 78 с.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972. 398 с.
- Запольнов А. К. Тектоника Большеземельской тундры. Л., «Наука», 1971. 120 с.
- Матвиевская Н. Д. Геологическое строение Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М., 1974. 333 с.
- Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л., «Наука», 1975. 209 с.
- Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана. М.—Л., «Наука», 1964. 151 с.
- Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. Л., «Наука», 1968. 221 с.
- Тарбаев Б. И., Мокрушин И. М., Коновалов Г. А. Этапы тектонического развития северо-восточной части Печорской синеклизы в палеозое и проблема нефти и газа. — «Геология нефти и газа», 1973, № 12, с. 26—30.
- Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Геология нефти и газа Северо-Востока Европейской части СССР. Вып. I, М., 1964. с. 3—25.
- Siedlecka A. Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark-Timan region). — «Norg. Geol. unders.», 1975, v. 29, No. 316, p. 313—348.

Глава VIII

УРАЛЬСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА. СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ. ОБЩАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Уральская горная система простирается на 2500 км в общем меридиональном направлении от Байдарацкой губы Карского моря до южной оконечности Мугоджар. Невысокий Уральский хребет воссоздан новейшими тектоническими движениями на месте западных и центральных зон позднегерцинской складчатой системы; восточные зоны этой системы орографически выражены лишь на небольших участках — Войкар-Сыньинский массив,

массивы Пай-Ер и Рай-Из на юге Полярного Урала, Вишневые и Ильменские горы на стыке Среднего и Южного Урала, Мугоджары на самой южной оконечности хребта. На остальной площади восточные зоны герцинского Урала представляют собой слабонаклонную равнину или почти равнину (мелкосопочник), спускающуюся от 500 до 300—200 м и покрытую чехлом рыхлых мезозойских и кайнозойских отложений. В ее пределах породы палеозоя и докембрия обнажаются лишь во врезках рек; их выходы распространяются наиболее далеко на восток между широтами Челябинска и Кустаная, но и здесь не вскрывают полное сечение Уральской складчатой системы, составляющее около 500 км при ширине обнаженной части от 100 до 250 км.

Уральская герцинская складчатая система на западе четко отделяется от Русской и Тимано-Печорской плит зоной Предуральских передовых прогибов; лишь южнее Актюбинска эта зона оказывается перекрытой восточным бортом Прикаспийской синеклизы, которая частично поглощает и западные и центральные зоны собственно Урала. Восточным ограничением Уральской системы, как показали геофизические исследования и отчасти глубокое бурение, является крупный глубинный разлом—тектонический шов, прослеживающийся восточнее Тюмени, Кургана и Кустаная. Он отделяет более молодую Уральскую систему, занимающую наиболее внешнее положение в Урало-Сибирском складчатом геосинклинальном поясе, от области ранней консолидации — каледонско-докембрийского массива западной части Центрального Казахстана и его северного продолжения в пределах Западно-Сибирской мезо-кайнозойской мегасинеклизы.

Северным продолжением Урала, вернее его западных зон, является Пайхойско-Новоземельская позднегерцинская—раннекиммерийская складчатая система. На юге погребенное продолжение западных зон Урала отклоняется к юго-западу и прослеживается вдоль юго-восточной окраины Прикаспийской синеклизы до Каспийского моря, в то время как восточные зоны, сохраняя свое меридиональное простирание, также в погребенном под чехлом виде достигают южного побережья Аральского моря. С учетом этих данных общая длина Уральской системы (в широком смысле термина) достигает 4000 км, но следует иметь в виду, что достаточно типично она выражена лишь в своей основной части. По сравнению с многими другими складчатыми геосинклинальными системами, особенно мезозойскими и альпийскими, Уральская герцинская система гораздо более однородна по простиранию. Тем не менее, и в ее строении намечается известная сегментация, которая особенно ярко проявилась на новейшем этапе развития и поэтому хорошо выражена в орографии. Соответственно принято выделять Ю ж н ы й У р а л, примерно к югу от верховьев рек Уфы и Исети или 55,5° с. ш. — это наиболее широкая часть Горного Урала с орографической кульминацией в Горной Башкирии — гора Ямантау (1640 м); С р е д н и й У р а л, до стыка Тимана и Урала на севере — самая пониженная часть хребта; С е в е р н ы й У р а л, до поворота хребта на северо-восток — здесь хребет узок, но наиболее высок, на значительном протяжении порядка 1500 м; П о л я р н ы й У р а л, обладающий в отличие от остального хребта северо-восточным простиранием и постепенно погружающийся и понижающийся в направлении Байдарацкой губы; на стыке Полярного и Северного Урала расположена высшая точка всего хребта гора Народная (1894 м).

Непосредственно к востоку от Южного Урала находится Кустанайская седловина, отделяющая Тургайский прогиб от Центрально-Сибирской мегасинеклизы и образующая перемышку между Уралом и Западно-Казахстанским массивом. В пределах Кустанайской седловины палеозойское складчатое основание залегает на глубине нескольких десятков метров выше уровня океана и вскрыто многочисленными буровыми скважинами, что

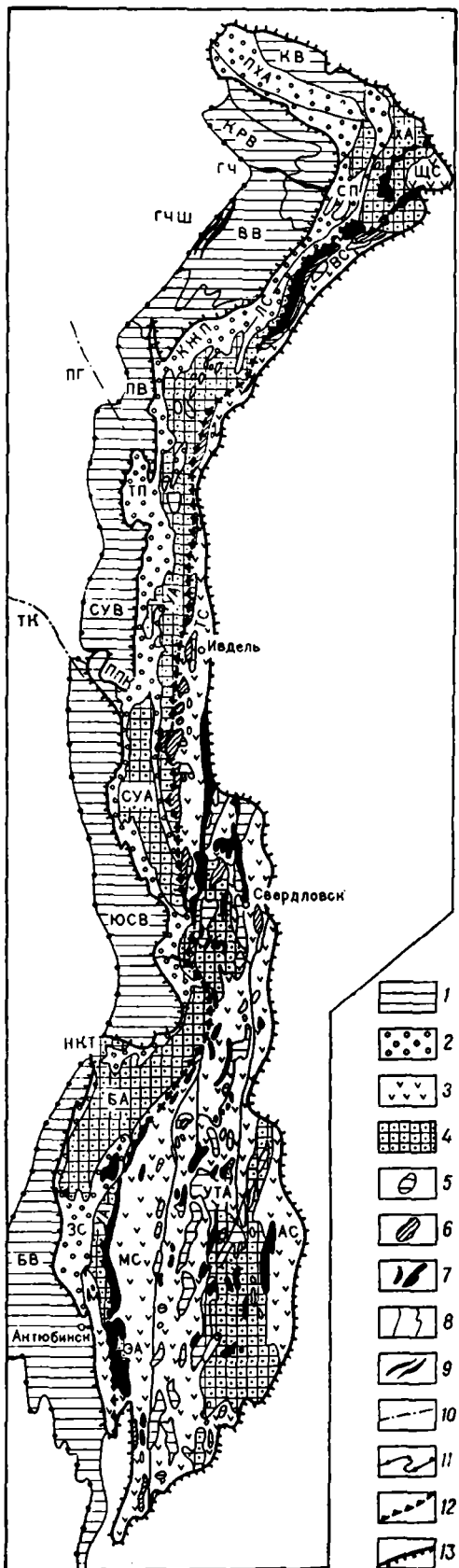
дало возможность составить геологическую и тектоническую карты поверхности герцинского комплекса. Поэтому именно на этом отрезке можно получить наиболее полное представление о строении Уральской системы на всю ее ширину. Севернее палеозойское складчатое основание восточных зон Урала погружается под все более мощный чехол мезозоя и кайнозоя и достигнуто лишь ограниченным числом скважин.

Что касается обнаженной части Урала, то степень ее геолого-геофизической изученности, особенно для Южного и Среднего Урала, достаточно высокая, поскольку Урал является одной из основных и старейших рудных баз Советского Союза. Если не говорить о классических работах А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышева, А. Н. Заварицкого, Д. В. Наливкина, Е. А. Кузнецова, то следует отметить, что основы современных представлений по тектонике Урала намечены в трудах И. И. Горского и развиты в работах И. Д. Соболева и др., а по тектонической истории — в работах Н. П. Хераскова и А. А. Пронина.

В настоящее время изучение тектоники и тектонической истории Урала вступило в критический период — период резкого столкновения двух противоположных концепций. В сороковые—шестидесятые годы сложилось «вертикалистское» представление о структуре и истории Урала как о системе узких блоков, отвечающих отдельным структурно-фациальным зонам и разделенных долгоживущими глубинными разломами, по которым происходило внедрение основной, ультраосновной, а затем и гранитной магмы. Существование на Урале шарьяжей и даже сколько-нибудь значительных и пологих надвигов полностью отрицалось, несмотря на то, что еще в тридцатые годы на отдельные факты их проявления указывали Е. А. Кузнецов, Г. Н. Фредерикс, А. А. Блохин, А. Л. Яншин, О. Ф. Нейман-Пермякова, В. А. Варсонофьева, а в работах А. Д. Архангельского и О. С. Вялова доказывалось общее покровное строение Урала — каждая зона рассматривалась как самостоятельный покров. На основе этой «вертикалистской» концепции материалы по тектонике Урала изложены в соответствующих томах «Геологии СССР» (т. II, 1963, т. XII, 1969; т. XIII, 1964; т. XXI, 1970). В шестидесятых годах геофизика и бурение принесли подтверждение прежним выводам о развитии надвигов и шарьяжей на западном склоне Урала (М. А. Камалетдинов), а в начале семидесятых годов А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и сотрудники ГИН АН СССР — А. С. Перфильев и С. В. Руженцев не только в полном объеме возродили покровную концепцию строения Урала, но и дополнили ее, вместе со свердловскими геологами С. Н. Ивановым, Г. А. Смирновым и другими, представлением о заложении Уральской геосинклинали в раннем палеозое на океанической коре.

Эта новая концепция, изложенная пока лишь в ряде статей представляется значительно более привлекательной, чем ставшие традиционными «вертикалистские» воззрения на тектонику Урала. Однако переосмысление всего огромного материала по тектонике Урала требует очень большого времени и труда, и поэтому неудивительно, что новые взгляды еще недостаточно обоснованы во всех деталях (это в особенности касается интерпретации тектонической истории Урала) и что сторонники традиционных представлений, упорно отстаивающие свои позиции, находят отдельные слабые места и противоречия в построениях «новаторов».

Уральская складчатая геосинклинальная система в общем достаточно четко подразделяется на ряд продольных зон, прослеживающихся на значительной части ее протяжения. Эти зоны традиционно рассматривались как «сквозные», т. е. устойчиво развивавшиеся на том же месте, как и разграничивающие их разломы по крайней мере в течение всего палеозоя. С новых позиций надо считать, что современная тектоническая зональность Урала отражает структурный план лишь конца палеозоя и сложилась в таком виде уже после завершения основных горизонтальных перемещений.



Вертикальные и субвертикальные разломы, фиксируемые на поверхности и прослеживаемые до мантии профилями ГСЗ это, очевидно, позднегерцинские, послепечорские разломы, которые лишь частично могут совпадать с более древними.

Итак, в современной структуре палеозойского и позднедокембрийского геосинклинального комплекса Урала и Зауралья выделяются следующие основные зоны (рис. 76).

1. Зона Предуральских передовых прогибов (или Предуральский краевой прогиб), заложенная в начале перми на периферии Русской и Тимано-Печорской плит в виде желоба с некомпенсированным погружением и накоплением глубоководных осадков, сопровождавшимся развитием барьерного рифа на западном крыле. В дальнейшем желоб этот заполнился мощной молассой верхов нижней и верхней перми и нижнего триаса, на уровне кунгурского яруса — соленосной (кроме крайней севера, где соленосная моласса замещается угленосной). Основная складчатость произошла на рубеже раннего и среднего триаса, а на

РИС. 76. Схема основных элементов тектоники Урала (по М. А. Камалетдинову).

1 — верхнепалеозойские отложения Предуральского краевого прогиба; 2 — палеозойские отложения многосинклинальной зоны; 3 — то же, эвгеосинклинальной зоны; 4 — докембрийские образования; 5 — гранитоиды; 6 — габброиды (аллохтон); 7 — гипербазиты (аллохтон); 8 — границы структур; 9 — антиклинальные структуры; 10 — Тиманский криж; 11 — западная граница Предуральского краевого прогиба; 12 — подошва Главного Уральского шарьяжа; 13 — границы выхода на дневную поверхность складчатого Урала. Антиклинории: БА — Башкирский с надвигом Каратау (НКТ), УА — Уралтауский, УТА — Урало-Тобольский, СУА — Среднеуральский, ПХА — Пайхойский, ХА — Харьбийский, ЭА — Эбетинский; поднятия: ППК — Подюдова кража, ТП — Тиманское, КЖП — Кожимское, СП — Собское; гряды: ПГ — Печорская, ГЧШ — Чернышева, ГЧ — Чернова, ТК — Тиманский криж; синклинории: ЗС — Зилаирский, МС — Магнитогорский, АС — Аятский, УФА — Уфимский амфитеатр, ТС — Тагильский, ЛС — Лемвинский, ВС — Волкарский, ЩС — Щучьинский; впадины Предуральского прогиба: БВ — Бельская, ЮСВ — Юрьюзан-Сылвенская, СУВ — Северо-Уральская, ПВ — Печорская, ВВ — Воркутинская, КРВ — Каратайская, КВ — Карская

крайнем севере — триаса и юры. Зона состоит из четырех звеньев, которые целесообразно называть Предпольярноуральским прогибом (по другой номенклатуре Воркутинским, или Косью-Роговским), Предсевероуральским (или Верхнепечорским) прогибом и Предсреднеуральским (Сылвенско-Соликамским), Предюжноуральским (Бельским) прогибами. Эти прогибы разделены перемычками — седловинами: Колвинской (Среднепечорской), Ксенофоновской, Каратауской, которые одними исследователями рассматриваются как поперечные поднятия фундамента прогиба, другими — как его тектонические перекрытия. На стыке Предсредне- и Предюжноуральских прогибов раннедокембрийский фундамент, идентичный фундаменту Русской плиты, погружен до глубины 11—12 км.

Предуральские прогибы обладают характерной для такого рода структур поперечной асимметрией; их западное платформенное крыло не испытало значительных внутренних деформаций, а восточное обладает складчатонадвиговой структурой, усложняющейся в направлении Урала.

2. Передовое Башкирское поднятие (антиклинорий, «мегантиклинорий»). Это поднятие прослеживается лишь в северной части Южного Урала и сложено мощным (10—12 км) комплексом средне- и верхнепротерозойских (рифейских) неметаморфизованных или слабометаморфизованных осадков, а также отложений палеозоя, смятых в широкие складки, группирующиеся в полосы, разделенные региональными разломами. Эти разломы рассматриваются в последнее время (Камалетдинов, 1974) как крупные надвиги западного направления, с амплитудой в первые десятки километров, а ограниченные ими полосы как аллохтонные пластины. Тем не менее, общая амплитуда смещения Башкирского антиклинория признается умеренной и, следовательно, он является скорее паравтохтонным, чем вполне аллохтонным элементом.

3. Западно-Уральская зона граничит с зоной Предуральских прогибов с востока, за исключением отрезка, отвечающего Башкирскому поднятию, которое является как бы приподнятым основанием этой зоны. В типичном виде она представлена на западном склоне Северного и Среднего Урала, где сложена мощной карбонатной формацией ордовика — низов перми с отдельными горизонтами песчаников на уровне основания ордовика, низов среднего девона (такатинские песчаники), основания верхнего девона, нижнего и низов среднего визе, и пачками песчано-глинистого чередования. В формационно-фациальном отношении эти осадки сходны с одновозрастными отложениями восточной окраины Русской плиты (некоторые исследователи поэтому считают их платформенными), но отличаются гораздо более полным разрезом за счет развития отсутствующих на плите осадков ордовика — среднего девона, большей суммарной мощностью и линейным, подчиненным уральскому меридиональному плану распределением фаций и мощностей. Зона обнаруживает достаточно напряженную, также четко линейную, осложненную надвигами складчатую структуру западной вергентности с погружением зеркала складчатости в том же направлении, и в целом надвинута на восточное крыло передового прогиба.

Отрезок Западно-Уральской зоны южнее широтного колена р. Белой, расположенный к югу от Башкирского антиклинория, а северо-восточнее вклинивающийся между этим антиклинорием и антиклинорием Уралтау, известен под названием Зилаирского синклинория. Он занимает несколько более внутреннее положение по отношению к основной части Западно-Уральской зоны и сложен в основном уже не карбонатной формацией, а мощной терригенной, флишоидной зилаирской серией верхнего девона — низов карбона, подстилаемой относительно маломощными карбонатно-терригенными образованиями ордовика — низов карбона. Западное крыло Зилаирского синклинория полого надвигают на Предюжно-

уральский прогиб; по этому надвику, выявленному бурением, зилаирская серия перекрывает субплатформенный карбонатный средний палеозой.

Типичный разрез Западно-Уральской зоны амагматичен и имеет явно миогеосинклиальный характер, но в ее восточной части, на южноуральском (зилаирском) и среднеуральском отрезках появляются гипербазитовые и габбровые массивы, серпентинитовый меланж, основные вулканиты и кремнисто-сланцевые образования ордовика — нижнего девона; наибольшим распространением данные образования пользуются на юге Зилаирского синклинория, в его восточном крыле — **С а к м а р с к а я з о н а**. По составу и возрасту эта офиолитовая ассоциация в общем сходна с развитой восточнее в Тагильско-Магнитогорской зоне. Ее тектоническое положение в Западно-Уральской зоне служит предметом наиболее острых разногласий. Сторонники автохтонного залегания офиолитов считают, что они выступают в ядрах грибовидных антиклиналей. С другой точки зрения, офиолиты и сопутствующие им породы представляют останцы крупного тектонического покрова, происходящего из Тагильско-Магнитогорской зоны и «переброшенного» через антиклинорий Урал-Тау. Шарьяж этот, по новейшим данным (С. В. Руженцев, Тектоника и магматизм ..., 1974), должен был произойти до позднего девона, но в дальнейшем был смят вместе с зилаирской серией в послераннепермское, но дотриасовое время.

На Полярном Урале, к юго-востоку от полосы развития типичной для Западно-Уральской зоны карбонатной формации девона — карбона — **Е л е ц к о й з о н ы**, простирается полоса своеобразных кремнисто-глинистых глубоководных фаций, с подчиненными вулканитами ордовика — нижней перми, смятых в узкие, осложненные надвигами изоклинальные складки — **Л е м в и н с к а я з о н а**. Как было еще в 1945 г. установлено К. Г. Войновским-Кригером, Лемвинская зона образует крупный шарьяж, приведший ее в контакт с инофациальными образованиями более внешней Елецкой зоны.

Геофизические данные показывают, что под Западно-Уральскую зону и Башкирское поднятие продолжается древний фундамент Русской плиты, погружающийся здесь на глубину до 12 км. Возможно, что под восточной частью Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория этот фундамент уже подвергся некоторой переработке, как полагают И. С. Огаинов и Г. С. Сенченко (1974).

4. **Ц е н т р а л ь н о - У р а л ь с к а я з о н а п о д н я т и й** (антиклинорий, мегантиклинорий) представляет естественный рубеж между миогеосинклиальной областью западного склона Урала и эвгеосинклиальной — восточного склона. На Южном Урале она сложена в основном метаморфизованными в зеленосланцевой, а местами и амфиболитовой фации, аналогами юрматинской (средний рифей) и каратауской (верхний рифей) серий Башкирского антиклинория, с большим участием вулканитов в их строении. Севернее в сложении зоны значительную роль играют также отложения венда и, возможно, низов кембрия. Резко несогласно на этих образованиях, участвующих в строении надвиговых чешуй, залегают породы ордовика — девона, слагающие более погруженные участки зоны.

Центрально-Уральская зона состоит из прерывистой цепочки кулисообразно расположенных узких линейных антиклинориев. На Южном Урале это антиклинорий хр. Уралтау, на севере полого надвинутый на Башкирский антиклинорий, а на юге — на восточное крыло Зилаирского синклинория. К югу от широтного течения р. Урал Уралтауский антиклинорий уже не прослеживается, а на севере он достигает района Уфалея. На Среднем Урале зона представлена **С р е д н е у р а л ь с к и м** (Кваркушско-Каменногорским, по И. Д. Соболеву) антиклинорием, на Северном Урале — **Л я п и н с к о - И с о в с к и м** антиклинорием и на Полярном Урале — **П о л я р н о - У р а л ь с к и м** антиклинорием.

р и е м. Особенностью среднего и особенно северных звеньев Центрально-Уральской зоны поднятий является их насыщенность интрузиями гранитоидов байкальского возраста.

С востока на Центрально-Уральскую зону в свою очередь полого надвинут (шарьирован) эвгеосинклинальный комплекс Тагильско-Магнитогорской зоны. В приконтактовой зоне породы Центрально-Уральской зоны обнаруживают метаморфизм высоких давлений (глаукофановая фация).

5. Тагильско-Магнитогорская зона (синклиорий, мегасинклиорий) шириной до 110—120 км является основной областью развития на Урале типично эвгеосинклинальной офиолитовой ассоциации, первично отвечавшей симатическому основанию палеозойской Уральской геосинклинали. В наименее нарушенном виде, близко напоминающем нормальный разрез океанической коры, офиолитовый комплекс сохранился на юге Полярного Урала, в Войкар-Сыньинском массиве (Океаническая кора ..., 1974). На многих участках он представлен отдельными фрагментами или превращен в серпентинитовый меланж. Возраст офиолитовой ассоциации заведомо додевонский и скорее всего доордовикский; она перекрывается дифференцированными вулканитами и силицитами ордовика—силура—нижнего девона. Средний девон, как правило, залегает несогласно. Разрез девона и нижнего карбона также еще насыщен вулканитами. В южной, Магнитогорской части зоны наиболее молодыми палеозойскими отложениями являются среднекарбоновые, что определяет возраст заключительной складчатости как послесреднекарбоновой. В Тагильской части зоны неизвестно осадков моложе нижнего карбона.

Довольно широко распространенные в Тагильско-Магнитогорской зоне интрузии гранитоидов возникли частью еще в позднем силуре — раннем девоне, частью же в позднем палеозое (после намюра или даже среднего карбона). Низы палеозойского разреза испытали региональный метаморфизм.

Тагильская часть зоны по многим признакам заметно отличается от южной Магнитогорской, которая соединяется с первой через узкий «Карабашский коридор» и сменяет ее в общем кулисообразно, со смещением к востоку. Структура Тагильского сегмента выглядит в виде сравнительно простого и пологого синклиория, который в действительности может представлять собой синформную шарьяжную пластину. Магнитогорский сегмент построен значительно сложнее; поэтому в нем обычно выделяют целую серию частных синклиориев и антиклиориев, именуя всю зону мегасинклиорием. Кроме того, в отличие от Тагильского сегмента, где прослеживается два основных габбро-гипербазитовых пояса: Платиноносный на западе, вдоль границы с Центрально-Уральской зоной и Серовско-Невьянский по его восточному ограничению, в Магнитогорском сегменте насчитывается несколько таких поясов. Каждый из них, вполне возможно, залегает в подошве отдельной шарьяжной пластины, а крайние к западу и востоку могут соединяться на глубине в единую постель Тагильского и Магнитогорского шарьяжей. Но современное размещение тел серпентинизированных гипербазитов, вероятно, во многом контролируется позднегерцинскими субвертикальными разломами.

Рассматриваемая зона в целом прослеживается вдоль всего Урала, составляя его основной «зеленокаменный пояс».

6. Восточно-Уральская зона поднятий (антиклиорий, «мегантиклиорий») простирается от р. Туры (к северу от Свердловска) до южной оконечности Мугодзар. По геофизическим данным, зона прослеживается севернее до р. Северной Сосьвы и даже дальше, причем здесь она испытывает расширение до 160 км против 25—40 км в обнаженной части. В северной части она выражена серией гранито-гнейсовых куполов и валов, образующих одинарную или двойную цепочку. В их ядре выступают гнейсы, мигматиты и другие породы амфиболитовой фации метамор-

физма, прорванные массивами интрузивных гранитов и сменяющиеся на крыльях все менее метаморфизованными породами палеозоя (ордовика—нижнего карбона). Строение куполов осложнено поздними разломами. Обилие гранитоидов, в основном верхнепалеозойских, позволяет рассматривать данную зону как основной гранитный пояс Урала, подобно тому, как Тагильско-Магнитогорская зона является его главным зеленокаменным поясом. На юге зоны, в Мугоджарах на большой площади обнажается комплекс гнейсов, мигматитов, амфиболитов и кварцитов, докембрийский возраст которого ныне подтвержден радиометрически (А. В. Миловский). Такие же данные получены и для пород ядра Ильменогорского поднятия; по аналогии можно допустить раннедокембрийский возраст гнейсового комплекса других купольных структур зоны, относя эти структуры к типу так называемых окаймленных куполов, хотя частично породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, возникли и за счет более молодых отложений позднего докембрия и палеозоя.

Таким образом, Восточно-Уральский антиклинорий представляет блок древней континентальной коры в центральной части Уральской палеозойской геосинклинали, что подтверждается данными ГСЗ. Судя по составу, мощности и характеру залегания средне- и верхнедевонских и особенно нижнекаменноугольных отложений, зона уже с этого времени выступала в качестве позитивного элемента палеогеографии и палеотектоники Урала. Восточно-Уральская зона поднятий не только окаймляется поясами серпентинизированных гипербазитов, но эти образования довольно широко распространены в ее пределах, окаймляя гнейсовые купола (например, Сысертский) или заполняя прогибы между ними. С позиций покровного строения Урала это можно объяснить лишь аллохтонным залеганием офиолитового комплекса и его последующей совместной с автохтоном деформацией в период образования куполов, т. е. в позднем палеозое.

7. Восточно-Уральская синклинозная зона простирается параллельно Восточно-Уральской зоне поднятий от Алапаевска на Среднем Урале до Восточных Мугоджар. Геофизические данные и отдельные скважины позволили проследить продолжение этой зоны далеко на север, вплоть до Приполярного Зауралья. Основную роль в сложении зоны играют осадочно-вулканогенные образования среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Из-под них кое-где обнажается силур аналогичного состава, а в синклиналих местами сохранились терригенно-карбонатные отложения верхов карбона. Характерной особенностью разреза Восточно-Уральской зоны является широкое развитие терригенного угленосного нижнего карбона, залегающего несогласно на девоне — низах турне. Кроме того, несогласия отмечены в основании среднего девона, в середине турне и основании среднего карбона. Осадочно-вулканогенное выполнение Восточно-Уральского синклинория смято в складки изменчивых морфологии и размеров, осложненные разрывами и вмещающие интрузивные тела разного состава — от габбро до гранитов. Благодаря несогласиям, слои карбона образуют структуры типа наложенных мульд. В целом в синклинории господствует западная вергентность, на западном крыле преобладают пологие падения, на восточном — крутые. Вдоль границы Восточно-Уральского синклинория с одноименной зоной поднятий простирается пояс серпентинизированных гипербазитов.

8. Зауральская зона поднятий шириной от 40 до 100 км и более уже практически на всем протяжении скрыта под чехлом мезокайнозойских осадков. Судя по данным геофизики и бурения, она построена в общем сходно с Восточно-Уральским антиклинорием и также является областью широкого проявления позднепалеозойского гранитоидного магматизма, приуроченного, наиболее типично на севере и востоке, к купольным структурам. Сами эти структуры и осложняющие их крылья и проме-

жуточные синклинали линейные складки сложены гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия и низов палеозоя (?), неравномерно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами силура и девона; средний девон, как и западнее, залегает несогласно. Синклинали выполнены нижним карбоном, наиболее глубокие — также средним карбоном, тоже согласно залегающими на более древних образованиях. В пределах данной зоны, как и более западных, распространены серпентинизированные гипербазиты; к восточной границе зоны приурочен наиболее восточный на Урале Притобольский гипербазитовый пояс.

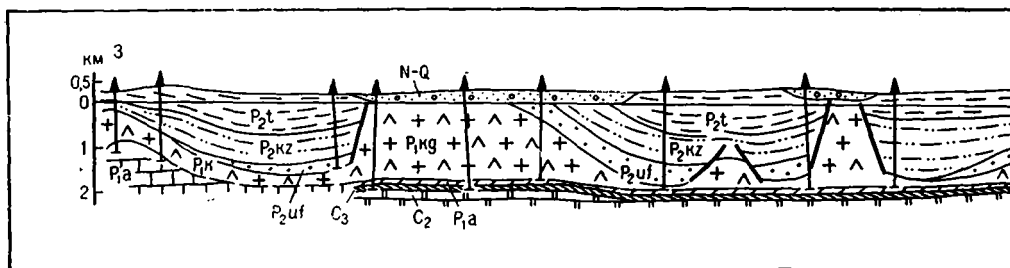
9. Тюменско-Кустанайская зона (синклинорий) шириной до 100—125 км сложена в основном нижнекаменноугольными вулканогенными и карбонатно-терригенными породами, испытывшими складчато-разрывные деформации умеренной интенсивности. Вулканиды нижнего карбона образуют весьма характерную формацию, переходную от позднегеосинклинальной к раннеорогенной; она известна под названием валерьяновской серии. Валерьяновские вулканиды слагают вулканический пояс, который прослеживается далеко на юг в направлении Тянь-Шаня. Местами из-под отложений нижнего карбона выступают породы девона и даже силура, а наложенные мульды выполнены осадками среднего и верхнего карбона. В пределах зоны известно лишь ограниченное число небольших массивов основных и гранитоидных интрузий.

Тюменско-Кустанайская зона является наиболее восточной зоной Урала и граничит с областью докембрийско-каледонской консолидации запада Центрального Казахстана вдоль крупнейшего Тюменско-Ливановского Центрально-Тургайского разлома.

После данной выше краткой характеристики основных тектонических зон Урала целесообразно остановиться на их особенностях в пределах отдельных сегментов Урала, начав с наиболее полно представленного и наилучше изученного юга.

2. ЮЖНЫЙ УРАЛ

Зона передовых прогибов представлена здесь Предъюжноуральским (Бельским) прогибом, замыкающимся севернее Уфы весьма своеобразной поперечной структурой хр. Каратау и все шире раскрывающимся и углубляющимся к югу, вплоть до погружения в этом направлении под мезо-кайнозойский чехол восточного борта Прикаспийской синеклизы. В разрезе прогиба выделяется три структурных этажа, различающихся по формациям и тектоническому стилю (рис. 77). Нижний этаж образован отложениями верхов карбона и низов перми, до артинского яруса включительно. В осевой части прогиба он представлен маломощными (50—2000 м) «депрессийными» фациями — кремнисто-карбонатно-глинистыми глубоководными осадками, отлагавшимися в условиях некомпенсированного прогибания. В восточном борту прогиба эти фации замещаются мощными (до 2000 м) осадками нижней сероцветной молассы, а в западном — рифовыми известняками (до 1500 м), образующими барьерный риф, протянувшийся на 750 км в меридиональном направлении и состоящий из цепочки рифовых массивов. Последние на севере, в Башкирии выражены на поверхности горами — одиночками, так называемыми шиханами, а на юге, в Оренбургской и Актюбинской областях погребены под более молодыми осадками и выявлены бурением. Верхнекарбонный — нижнепермский барьерный риф возник над флексурным перегибом подстилающих отложений осадочного чехла, которому в фундаменте отвечает разлом. Высокопористые карбонатные породы рифов вмещают нефтяные (на севере) и газовые (на юге) залежи, запечатанные сверху эвапоритами кунгура.



Соленосная толща кунгурского яруса образует второй структурный этаж прогиба; каменная соль присутствует в ней лишь в его осевой части, замещаясь к периферии гипсами, ангидритами, доломитами. С кунгурскими солями связаны активные и разнообразные по форме проявления диапиризма: от пологих соляных вздутий до настоящих ядер протыкания, причем интенсивность этих проявлений возрастает к югу, как и число антиклинальных зон, в которые группируются диапировые структуры. Любопытно, что эти структуры располагаются в общем в синклиналях артинских и подстилающих отложений, где кунгурская соль достигает максимальной мощности (местами более 1500 м), в то время как над пологими артинскими антиклиналями разрез кунгура представлен в основном ангидритами и гипсами, мощность его уменьшается до 200—300 м, а в своем залегании он повторяет форму этих антиклиналей, частично нарушенных под кунгуром сбросами.

Третий структурный ярус Предюжноуральского прогиба слагает красноцветная моласса верхней перми — нижнего триаса. Она заполняет неправильной формы синклинали между диапировыми прорывами кунгурской соли. Непосредственно над последними в небольших впадинах, возникших вследствие растворения или перетока соли, местами сохранились меловые и третичные платформенные отложения.

Восточный обращенный к Уралу борт прогиба сложен в основном слоями верхнего карбона и низов перми, смятыми в линейные складки, осложненные надвигами. Последние наиболее четко проявлены в докунгурских отложениях и частично затухают в соленосном кунгуре. Их поверхности падают к востоку, а амплитуда возрастает в том же направлении до нескольких километров. К фронтальным частям надвигов приурочены антиклинальные складки, нередко нефтеносные (Камалетдинов, 1974). С востока Предюжноуральский прогиб ограничен пологим надвигом (шарьяжем), амплитуда которого составляет, по М. А. Камалетдинову, не менее 15—20 км. Надвиг этот наиболее отчетливо выражен к югу от Башкирского антиклинория, где его висячее крыло сложено отложениями зилаирской серии.

На севере Предюжноуральский прогиб отделен от Предсреднеуральского поперечным выступом хр. Каратау, сложенным отложениями верхнего рифея, девона, карбона и низов перми. Каратауский выступ не только «перерезает» структуру передового прогиба, но и вдается в пределы платформы. С трех сторон он ограничен разрывами, причем юго-западное ограничение носит характер сдвига, продолжающегося в область платформы (Ашинский сдвиг). Г. Н. Фредерикс первым еще в тридцатые годы высказал предположение о том, что Каратауский выступ представляет шарьяжную пластину, надвинутую из области Урала. Затем надолго утвердилось мнение о горстовой природе Каратау и лишь сравнительно недавно М. А. Камалетдинов обосновал возвращение к точке зрения Г. Н. Фредерикса, указав, в частности, что предположению о горстовом строении противоречит установленное геофизикой глубокое (11—12 км) залегание фундамента под хр. Каратау. Добавим, что Каратауский выступ обладает очевидным сходством с Кемберлендским шарьяжем Южных Аппалачей, под-

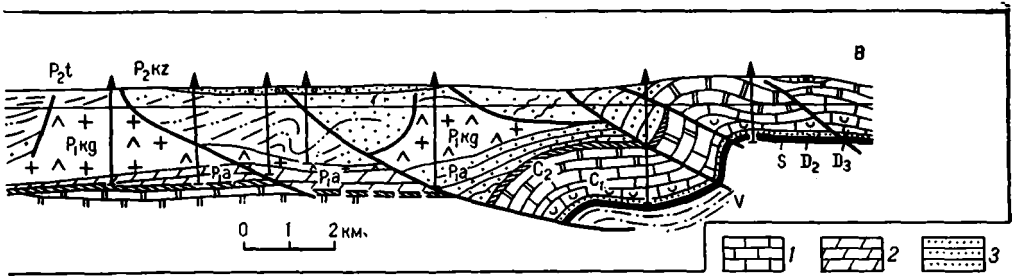


РИС. 77. Профиль через Предуральский прогиб на широте г. Мелеуза (по М. А. Камалетдинову).

Формации нижней перми (ассельский, сакмарский и артинский ярусы — P_1a): 1 — рифовая, 2 — депрессионная, 3 — молассовая

твержденным бурением. Непосредственно к востоку от Каратауского выступа и передового прогиба на Южном Урале лежат Башкирский антиклинорий (на севере) и Зилаирский синклинорий (на юге). Башкирский антиклинорий сложен мощной толщей среднего и верхнего протерозоя, трансгрессивно перекрытой ордовиком (на юге и востоке) или непосредственно средним девоном (на севере и западе), за которым следуют более молодые отложения палеозоя, до низов, перми включительно. На севере из-под бурзянской серии среднего (?) протерозоя выступает древний, раннедокембрийский кристаллический фундамент — это так называемый Тараташский выступ. К югу происходит погружение докембрийских толщ Башкирского поднятия под палеозой западного крыла Зилаирского синклинория, возможно сопровождающееся, по М. А. Камалетдинову, древним поперечным разрывом.

Башкирское поднятие состоит из серии крупных складок, образующих полого выпуклую к северо-западу дугу и разделенных разрывами. Наиболее крупным из них является Зильмердакский надвиг, отделяющий западное крыло поднятия от его осевой части и прослеживающийся на юг в пределы Зилаирского синклинория. По мнению М. А. Камалетдинова, остальные разрывы также представляют собой надвиги, обособляющие пять шарьированных друг на друга в востока на запад пластин антиклинально или синклинально изогнутых; на продолжении одной из центральных пластин находится упоминавшийся выше Каратауский выступ. Мощность и степень метаморфизма позднедокембрийских отложений скачкообразно возрастают с запада на восток, но основной скачок происходит уже вдоль тектонической границы Башкирского антиклинория с антиклинорием Уралтау.

Зилаирский синклинорий зарождается на севере в истоках р. Белой, между двумя антиклинориями, а южнее полностью перекрывает Башкирское поднятие. Главную роль в его сложении играет мощная (до 3 км) флишеидная граувакково-аргиллитовая зилаирская серия верхнего девона — низов карбона, подстилаемая сравнительно маломощными (1—2,5 км) карбонатно-терригенными отложениями ордовика — среднего девона и перекрываемая на юге западного крыла флишем среднего — верхнего карбона и нижнепермской молассой. Западное крыло синклинория, надвинутое на передовой прогиб, состоит из трех шарьированных пластин, а в пределах восточного крыла располагаются два крупных покрова — Кракинский (рис. 78) и Сакмарский, сложенные уже материалом, совершенно чуждым данной зоне — породами кремнисто-офиолитовой ассоциации ордовика —

¹ Ряд исследователей до настоящего времени отрицает покровную природу этих участков Зилаирского синклинория.

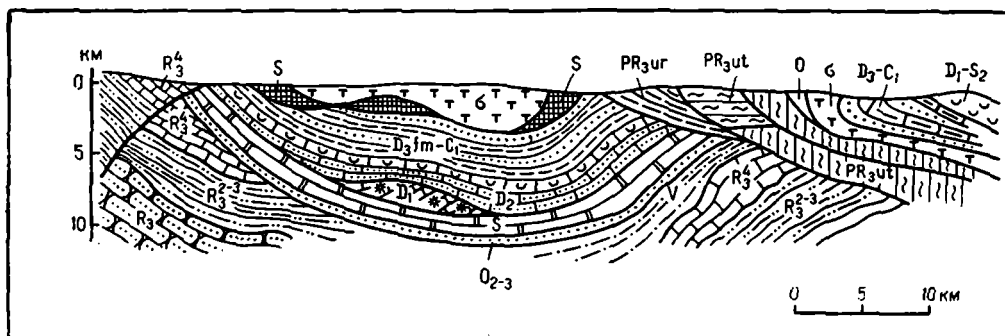


РИС. 78. Схематический профиль через гипербазитовые массивы Крака (по М. А. Камалетдинову)

низов девона и происходящим, по мнению некоторых исследователей, из Магнитогорской зоны, т. е. переброшенным через антиклинорий Уралтау. Наиболее крупный из этих шарьяжей, С а к м а р с к и й, протягивается в юго-восточной части Зилаирского синклинория на расстояние более 150 км при ширине 20—40 км. Внутреннее строение Сакмарского шарьяжа очень сложное; С. В. Руженцев насчитывает в нем до десяти тектонических пластин, состоящих из разнофациальных, перетасованных ордовикских, силурийских и ниже-среднедевонских отложений. Эти пластины обычно смяты в складки (анти- и синформы); разнообразные по размерам и морфологии, от лежачих и изоклинальных до брахиформных и куполовидных, а в целом образуют сложную синформу, обнаруживающую на севере центроклиналиное замыкание. Нижняя пластина обычно сложена ультрабазитами (серпентинитами), габбро, амфиболитами и в значительной степени превращена в серпентинитовый меланж, часто прорывающий или приподнимающий вышезалегающие пластины. Начало образования Сакмарского шарьяжа относится С. В. Руженцевым к концу раннего девона — началу эйфеля, основная фаза формирования — к концу эйфеля — началу живета, а завершение — к среднему карбону, когда Сакмарский аллохтон в целом был надвинут на зилаирскую серию. «Родиной» Сакмарского покрова С. В. Руженцев считает Сакмаро-Вознесенскую подзону Магнитогорской зоны, расположенную непосредственно к востоку от антиклинория Уралтау¹; в этом случае минимальная амплитуда перемещения определяется в 40—50 км.

Другая группа исследователей признает существование надвигов лишь по западной периферии Сакмарской зоны (и Кракинского участка). Эти геологи считают, что кремнистые породы и магматиты являются естественным элементом разреза восточной части Зилаирского синклинория, по мнению И. С. Огарина и Г. С. Сенченко, носящей уже характер переходный от мио- к эвгеосинклинали (Тектоника и магматизм ..., 1974). Вполне возможно, что в этих взглядах, которые высказываются и применительно к аналогичным участкам Среднего Урала, есть определенная доля истины, ибо в пределах области западного склона действительно выделяется полоса с более глубоководными фациями в девоне, отделенная на Среднем Урале барьерным рифом, а на Полярном Урале известная как Лемвинская зона. В этой полосе, длительно представлявшей некомпенсированный прогиб, могли накапливаться и пачки основных вулканитов и кремней, но тела гипербазитов и габбро ей должны быть чужды, и их аллохтонное положение представляется все же наиболее вероятным.

¹ Разрез этой подзоны, однако, несколько отличается от разреза Сакмарского покрова.

Центрально-Уральская зона представлена на Южном Урале узким и строго линейным антиклинорием Уралтау. Согласно М. А. Камалетдинову (1974), этот антиклинорий состоит из двух пластин-чешуй, надвинутых друг на друга с востока на запад и вместе полого надвинутых на Башкирское поднятие на севере и восточное крыло Зилаирского синклинория с его Кракинским и Сакмарским покровам — на юге. Западная чешуя сложена верхнерифейскими терригенными породами суваянского комплекса, метаморфизованными в зеленосланцевой фации; восточная — среднерифейскими терригенно-вулканогенными образованиями максютовского комплекса, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Вдоль тектонического контакта со смежной с востока Магнитогорской зоной наблюдается полоса проявления метаморфизма высокого давления (глаукофан-лавсонитовая фация). Видимая амплитуда надвигания зоны Уралтау на Башкирское поднятие и Зилаирскую зоны оценивается М. А. Камалетдиновым в 12—15 км, а действительная считается значительно больше.

На севере, на границе со Средним Уралом, и на юге, к северу от широтного сечения р. Урал рифейское ядро антиклинория Уралтау погружается под более молодые образования (на юге — под трансгрессивный ордовик). Продолжением зоны Уралтау к югу от р. Урал считался Кемпирсайский антиклинорий, но выступающие в его ядре метаморфиты оказались частью ордовикскими, а частью (вулканиты лушниковской свиты) условно относятся к кембрию.

Расположенная к востоку от зоны Уралтау и, очевидно, надвинутая на нее эвгеосинклинальная Магнитогорская зона обладает очень изменчивым и сложным строением; некоторое представление об этом дает профиль рис. 79, составленный, однако, с чисто «вертикалистских» позиций. На севере, на границе со Средним Уралом, она резко сужается и практически выклинивается, в центральной части, на широте Магнитогорска, расширяется до 105—110 км, а к югу от р. Урал вновь сужается до 30—35 км, исчезая затем под платформенным чехлом мезо-кайнозоя. В традиционной трактовке в составе Магнитогорского «мегасинклинория» выделяется два частных антиклинория и три синклинория. В центральном, Кизильском синклинории преимущественно распространены отложения нижнего и среднего карбона, в периферических — среднего и верхнего девона, а в антиклинориях выступают породы силура и ордовика. То обстоятельство, что на разных участках зоны разновозрастные образования значительно отличаются по своему составу и фациальной природе, косвенно подтверждает их первичную разобщенность глубинными разломами и вторичную — надвигами. Однако к настоящему времени пологие надвиги установлены лишь на отдельных участках зоны, и истолкование ее внутреннего строения в свете новых взглядов на тектонику Урала составляет еще дело будущего.

Восточно-Уральская (Урало-Тобольская) антиклинорная зона, состоящая из серии кулисообразно расположенных цепочек гранито-гнейсовых куполов, на Южном Урале представлена Челябинско-Суундукским (на севере) и Адамовско-Мугоджарским (на юге) антиклинориями, а аналогично построенная Уральская антиклинорная зона — Троицко-Кенгусайским и Октябрьско-Денисовским антиклинориями с разделяющим их Александровским синклинорием. Наблюдается общая тенденция расширения и воздымания обеих антиклинорных зон к югу, с широким выходом на поверхность в Мугоджарах раннекембрийских гнейсово-амфиболитовых толщ. Параллельно происходит сужение, возможно до полного выклинивания разделяющего их Восточно-Уральского (Аятско-Иргизского) синклинория, превращающегося в своем южном окончании в наложенный грабен, выполненный нижним карбоном.

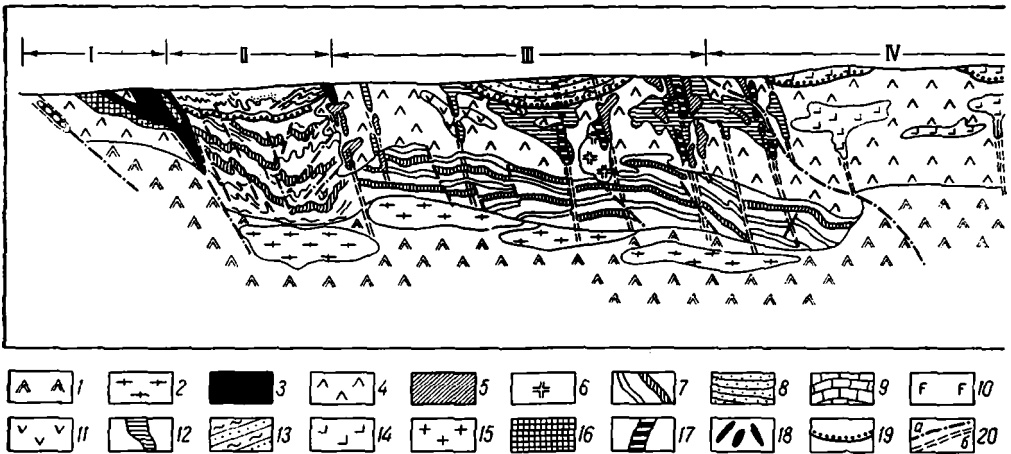


РИС. 79. Разрез западного борта и осевой части Магнитогорского мегасинклинория, по геолого-геофизическим данным (по И. С. Вахромееву, В. П. Клемину, Г. С. Сенченко, упрощен).

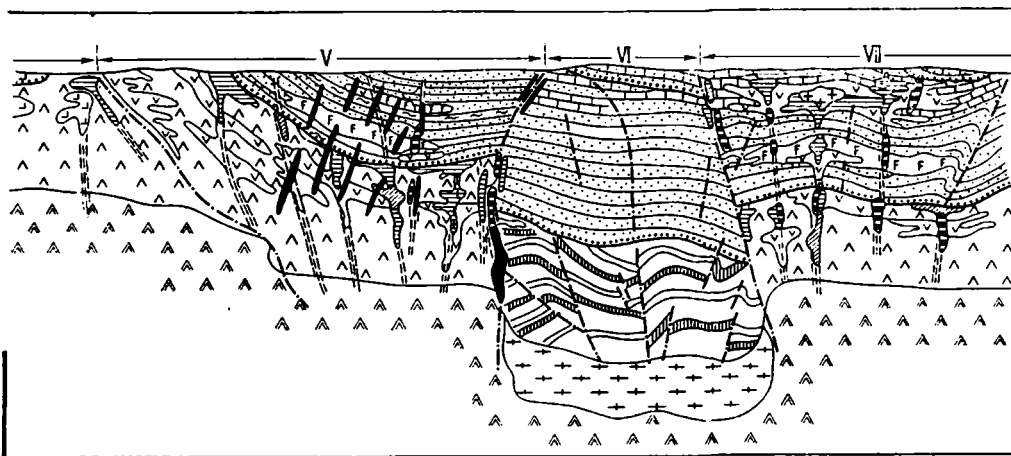
1 — «базальтовый» слой; 2 — фрагменты допалеозойского фундамента; 3 — серпентинизированные дунит-гарцбургиты; 4—7 — породы раннегеосинклинальной стадии (8—0): 4 — липарит-дацит-андезит-базальтовая (натровая ассоциация), 5 — поздние субвулканические тела состава натровых липарит-дацитов, 6 — плагнограниты, 7 — терригенные, кремнисто-сланцевые отложения; 8—16 — образования позднегеосинклинальной стадии (S—D₁): 8 — флишондные и флишевые отложения, 9 — известняки, 10 — андезитовая формация, 11 — трахилипарит-базальтовая формация, 12 — поздние субвулканические тела состава калинатровых липарит-трахитов, 13 — горизонты кремнистых сланцев, 14 — андезит-базальтовая (калинатровая) ассоциация, 15 — гранитоиды, 16 — габбронды; 17—18 — породы орогенного периода: 17 — малые интрузии гранит-порфиров и порфириров, 18 — габбронды; 19 — поверхности углового несогласия; 20 — разрывные смещения (а) и зоны трещиноватости (б). Структурные зоны: I — Сакмаро-Вознесенская, II — Присакмарская, III — Танальская, IV — Ирендыкская, V — Узьикырская, VI — Кизильская, VII — Учалинская

Наиболее восточная зона Южного Урала—синклиновая К у с т а н а й с к а я, сложенная в основном карбоном, целиком скрыта под платформенным чехлом Тургайского прогиба, в силу чего ее строение известно лишь в общих чертах.

3. СРЕДНИЙ УРАЛ

В южной части Среднего Урала происходит погружение докембрия Башкирского антиклинория и антиклинория Уралтау под отложения палеозоя западноуральского типа и резкое сужение, вплоть до выклинивания Магнитогорского синклинория. В результате Западно-Уральская зона, огибая погружения обоих антиклинориев, образует пологовыпуклую к востоку дугу, повторяемую двумя более восточными зонами, и в сглаженной форме передовым прогибом. Эта дуга известна в литературе под названием Уфимского амфитеатра; она располагается против выступа Восточно-Европейского кратона, геоморфологически выраженного Уфимским плато, а на уровне фундамента — Пермско-Башкирским сводом. То обстоятельство, что изгиб уральских структур связан с выступом фундамента прилегающей платформы, было впервые отмечено еще А. П. Карпинским и полностью подтвердилось материалами бурения и геофизических исследований. В пределах Пермско-Башкирского свода фундамент сложен наиболее древними, архейскими породами, а преобладающие простирания ориентированы широтно, т. е. поперек Урала. Сужение Уральской системы против Уфимского плато сопровождается значительным снижением ее рельефа, приводящим к тому, что Урал здесь почти полностью утрачивает характер горной страны.

Севернее Уфимского пережима Уральская система вновь расширяется, на поверхности вновь появляются рифейские образования, слагающие



Среднеуральский антиклинорий, а Магнитогорский синклиний замещается Тагильским.

Зона передовых прогибов представлена на Среднем Урале двумя впадинами — Сылвенской (Юрюзано-Сылвенской) на юге и Соликамской на севере, разделенными пологой Косьвинско-Чусовской седловиной и образующими в совокупности Предсреднеуральский прогиб, замыкающийся на севере Колвинской седловиной. Глубина погружения фундамента составляет в Соликамской впадине от 2,5 до 6 км.

По сравнению с Предюжноуральским прогибом, прогиб перед Средним Уралом является в общем менее глубоким и проще построенным. Западный борт прогиба более четко выражен в Сылвенской впадине, чем в Соликамской, но в обеих впадинах он сопровождается рифами двух генераций — ассельско-сакмарскими и артинскими. Высота рифов достигает здесь 400 м, т. е. значительно меньше, чем в Бельской впадине. В кунгурских отложениях наблюдаются складки облекания; одной из них является брахиантиклиналь Чусовских городков, на которой был получен первый в истории Волго-Уральской нефтеносной провинции приток нефти. В осевой зоне прогиба развиты структуры, связанные с соляной тектоникой — валы, обычно пологие, состоящие из брахиантиклиналей и куполов. Эти складки более широко развиты и отчетливо выражены в Соликамской впадине, являющейся крупнейшим бассейном калийных солей. В подсолевых отложениях валам соответствует погружение подошвы кунгура. В Сылвенской впадине соляная тектоника проявлена слабо, а на юге и вообще отсутствует в связи с выклиниванием солей, зато подсолевые отложения образуют пологие валы.

Западно-Уральская зона имеет на Среднем Урале ширину от 30 до 115 км и сложена терригенно-карбонатной формацией ордовика — низов перми, с общим погружением зеркала складчатости с востока на запад. Зона обладает сложной складчато-надвиговой и складчато-покровной структурой (см. рис. 78). Признаки существования шарьяжей в долине р. Чусовой, притока Камы, были давно отмечены Г. Н. Фредериксом, а затем В. Д. Наливкиным. В последние годы ряд крупных покровов описан на западном склоне Среднего Урала М. А. Камалетдиновым (1974). Более внешние из них (Нижнесергинский шарьяж) образованы известняками силура и девона, надвинутыми на терригенный средний и верхний карбон восточного крыла передового прогиба. Более внутренние — Нязепетровский, залегающий местами на Нижнесергинском, и перекрывающий его Бардымский шарьяжи сложены уже осадочно-вулка-

ногенными образованиями ордовика, кремнистыми сланцами и песчаниками силура; они являются, очевидно, гомологами Краклинского и Сакмарского шарьяжей Южного Урала. Еще более полное сходство с последними обнаруживает самый восточный, Ревдинский шарьяж, надвинутый на Бардымский и состоящий уже целиком из метаморфизованных магматитов (амфиболиты, базальтовые порфириты) ордовикского (?) возраста. М. А. Камалетдинов оценивает амплитуду шарьяжей Уфимского амфитеатра не менее чем в 40—50 км, по наличию в долинах рек Чусовой и Уфы тектонических полуокон субплатформенного девона в 30—40 км восточнее фронта Нижнесергинского шарьяжа. Налегание последнего на верхний карбон и смятие слагающих его пород в складки указывает на довольно позднее время формирования этого шарьяжа.

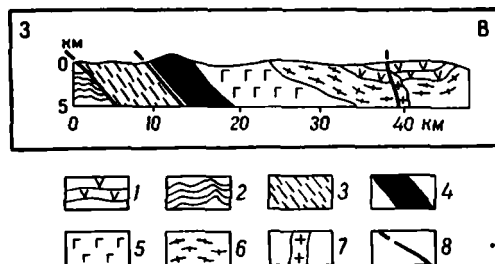
К Центрально-Уральской зоне на Среднем Урале принадлежит на юге северное окончание антиклинория Уралтау, представленное уфалейским метаморфическим комплексом, полого надвинутым на Бардымский покров Западно-Уральской зоны. Билимбаевской седловиной, сложенной породами ордовика—девона, выходы этого комплекса отделяются от Среднеуральского (Вишерско-Чусовского, Кваркушко-Каменногорского) антиклинория, образующего тектоническую ось всего Среднего Урала и имеющего протяженность около 400 км при ширине до 60 км. Антиклинорий сложен в ядре верхнерифейскими и вендскими породами, а его крылья образованы ордовикскими и более молодыми палеозойскими отложениями. Ордовик залегает на докембрии с резким не только угловым, но и азимутальным несогласием, так как докембрий дислоцирован здесь в тиманском, северо-западном направлении. На западе рассматриваемый антиклинорий полого надвинут на Западно-Уральскую зону (Чусовской и Красновишерско-Ныробский надвиги). На северном окончании антиклинория линия этого надвига отклоняется к северо-западу с образованием выступа Полюдова кряжа, идущего на соединение со структурами Тимана и замыкающего Предсреднеуральский передовой прогиб (Соликамскую впадину), подобно тому, как аналогичный выступ Каратау перекрывает северное окончание Предюжноуральского прогиба (Бельскую впадину). Амплитуда надвига Полюдова кряжа, по М. А. Камалетдинову, не менее 10—15 км. Внутренняя структура Среднеуральского антиклинория отличается значительной сложностью и состоит из многочисленных складок и надвигов западной вергентности.

Северная часть восточного крыла Среднеуральского антиклинория отделена относительно узкой и протяженной Умовско-Койвинской синклиналию, выполненной несогласно залегающими на докембрии ордовикско-силурийскими терригенно-карбонатными отложениями, от южного окончания Североуральского, или Ляпинско-Исовского, антиклинория, расположенного кулисообразно по отношению к Среднеуральскому со смещением к северо-востоку. Основная часть этого последнего антиклинория находится уже на Северном Урале.

На юго-востоке Среднеуральский антиклинорий непосредственно граничит с Тагильским синклинорием, западное крыло которого начинается поясом серпентинизированных перидотитов или дунитов, пироксенитов, габбро с преобладанием последних. Это знаменитый Платиноносный пояс Урала; помимо перечисленных пород, залегающих с крутым моноклиналильным падением на восток, сменяющих друг друга в закономерной последовательности (см. выше о разрезе океанической коры на Урале), в состав пояса входят ортоамфиболиты и диабазы. Образования Платиноносного комплекса слагают ряд крупных обособленных массивов зонального строения. На западе пояс надвинут на залегающий псевдосогласно с ним, с тем же восточным падением миогеосинклиналиный ордовик восточного крыла Среднеуральского антиклинория (рис. 80). С востока к нему примы-

РИС. 80. Профиль южной части Полярного Урала на широте р. Кок-Пелье (по В. С. Буртману и др., 1974).

1 — порфиритовая и туфопесчаниковая формация девона; 2 — глинисто-сланцевая формация ордовика; 3 — рифейские (?) метаморфические сланцы; 4 — гипербазиты; 5 — габбро-амфиболиты и амфиболиты; 6 — тоналиты и плагиограниты; 7 — гранодиориты; 8 — разломы



кают мощные вулканиты спилито-диабазовой, диабазо-альбитофировой и порфиритовой (андезито-базальтовой) формаций силура, сменяющиеся вверх по разрезу рифогенными известняками девона. Соотношение силурийских вулканитов с дунит-пироксенит-габбровой формацией остается неясным — оно может быть либо тектоническим, либо стратиграфически согласным (Океаническая кора..., 1974).

Как породы Платиноносного пояса, так и силурийские вулканиты прорваны интрузиями кварцевых диоритов, плагиогранитов и плагиогранодиоритов, а также, видимо, несколько более поздних сиенитов. Гранитонды имеют доэйфельский возраст, поскольку их обломки встречены в эйфельских конгломератах.

В осевой полосе Тагильского синклинория на Среднем Урале залегают отложения верхов силура и девона, которые, как отмечалось уже ранее, характеризуются значительно более спокойной структурой, чем подстилающие образования. Складки, осложняющие эту полосу, отличаются общей западной вергентностью.

Восточное крыло синклинория построено снова значительно сложнее, на многих участках в целом опрокинута к западу, усложнено средними и мелкими, часто близкими к изоклинальным складками. На юге оно местами срезано надвигами, а с северо-северо-запада на юго-юго-восток пересечено Дегтярско-Уфалейским региональным левым сдвигом, впервые установленным Е. А. Кузнецовым. С этим же крылом связан крупный пояс серпентинизированных гипербазитов (Серовско-Маукский, по И. Д. Соболеву). Слагающие этот пояс породы в согласии с общей структурой круто падают к востоку и, подобно Платиноносному поясу западного крыла Тагильского синклинория, составляют, очевидно, основание его разреза. Серпентиниты были выведены на поверхность уже в конце силура—начале девона, судя по присутствию их гальки в породах соответствующего возраста. Но на юге они образуют протрузии и в более молодых отложениях.

Серовско-Маукский серпентинитовый пояс маркирует границу между Тагильским синклинорием и Восточно-Уральской антиклинорной зоной. Последняя на Среднем Урале представлена кулисообразно сменяющимися друг друга с севера на юг с общим смещением к востоку гранито-гнейсовыми куполами и валами: Верхотурским, Салдинским, Верх-Исетским, Сысертским и др. (Кейльман, 1971). В их ядрах залегают позднегерцинские граниты и мигматиты, а также гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты докембрийского (вероятно, раннедокембрийского) возраста. Более восточная полоса аналогичных структур в значительной степени скрыта мезо-кайнозойским чехлом.

Еще более фрагментарно и в основном своим западным крылом обнажена на Среднем Урале Восточно-Уральская синклинорная зона, представленная здесь Алапаевско-Теченским синклинорием, сложным осадочно-вулканогенными образованиями силура, девона, нижнего и среднего карбона. Несогласия отмечаются в основании среднего девона, нижнего (верхнее турне) и среднего карбона. Складчато-разрывная

структура весьма напряженная, складки многопорядковые, с преобладанием западной вергентности в западном крыле и восточной — в восточном. В пограничной со смежной с запада антиклинорной зоной наблюдаются выходы гипербазитов, а восточнее — интрузии габбро и гранитоидов раннекарбонных и позднепалеозойских; крупные плутоны здесь редки.

В пределах Тагильской зоны на Среднем Урале известен ряд узких грабенообразных прогибов, выполненных триас-лейасовыми отложениями. Эти слои испытали довольно значительное смятие, а вдоль ограничивающих грабены разрывов произошло надвигание палеозойских пород обрамления на выполнение самих грабенов. В Восточно-Уральской зоне подобные структуры имеются лишь на Южном Урале.

4. СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

Этот отрезок Уральской складчатой системы простирается почти строго меридионально до 65° с. ш. и обнажен на востоке лишь до Тагильской зоны включительно. Строение Северного Урала почти тождественно строению Среднего Урала. Наибольшие отличия обнаруживает, пожалуй, передовой прогиб, выраженный здесь Верхнепечорской впадиной.

Основным отличием Предсевероуральского (Верхнепечорского) прогиба от его более южных аналогов служит отсутствие в его разрезе мощной кунгурской соленосной формации, с которой там связаны проявления соляной тектоники. Вместо этой формации в Верхнепечорском прогибе развита, и то только во внешнем крыле и, быть может, в осевой зоне, относительно маломощная гипсоносная формация (формация гипсоносных глин). Во внутреннем крыле эта формация отсутствует, и сероцветная морская моласса верхов карбона непосредственно сменяется пестроцветной континентальной молассой, начинающейся в кунгуре и охватывающей верхнюю пермь и значительную часть триаса. Во внутреннем крыле начало молассонакопления повышается до артинского века, а подошвы континентальной молассы — до границы нижней и верхней перми.

Отсутствует в Верхнепечорском прогибе и формация барьерных рифов R_1 , хотя структурные условия ее образования — флексурный уступ на переходе от платформы к внешнему крылу прогиба и здесь налицо. Очевидно отсутствие солей и рифов в Верхнепечорском прогибе имеет общую причину — смену аридных условий в ранней перми в северном направлении умеренно гумидными, как это впервые отметил Н. М. Страхов. Дополнительным фактором мог быть более интенсивный приток обломочного материала, связанный с более резким воздыманием Северного Урала по сравнению со Средним — картина, повторившаяся на неотектоническом этапе. Общая мощность молассового выполнения Верхнепечорского прогиба достигает 4,0—4,5 км.

Внутреннее крыло прогиба и переход к Западно-Уральской зоне, устанавливаемый по исчезновению моласс в синклиналиях, а равно и сама Западно-Уральская зона характеризуются развитием линейных складок и надвигов западной вергентности, переходящих в шарьяжи. Граница Западно-Уральской зоны с Центрально-Уральской также выражена надвигом (шарьяжем), откартированным, однако, не на всем своем протяжении.

Центрально-Уральской зоне соответствует в рассматриваемом сегменте Северо-Уральский антиклинорий, известный также как Ляпинско-Исовский (И. Д. Соболев), или Вогульско-Уралтауский. Как отмечалось выше, на юге этот антиклинорий кулисообразно подставляет Среднеуральский с востока, отделяясь от него узкой и протяженной синклиналью. Несмотря на то, что Северо-Уральский и Среднеуральский антиклинории расположены в столь тесном соседстве, находятся в одной полосе, сходны по внутренней

структуре и сложены разновозрастными доордовикскими, в основном рифейско-вендскими¹ отложениями, разрезы этих отложений настолько значительно отличаются, что заставляют предполагать существование глубокого разлома под разграничивающей их Улсовской синклиналию (Перфильев, 1968). Действительно, если разрез рифея и венда Среднеуральского антиклинория достаточно уверенно сопоставляется с разрезом Башкирского антиклинория, рифей и венд Северо-Уральского антиклинория литологически настолько сильно отличаются от башкирского стратотипа, что их сопоставление практически невозможно.

Главными особенностями этого разреза является, во-первых, отсутствие карбонатных толщ «миньрского» типа и, во-вторых, развитие в его верхах основных и (обычно стратиграфически выше) кислых вулканитов. Все доордовикские породы метаморфизованы в зеленосланцевой и отчасти (в ядре антиклинория) амфиболитовой фации. Довольно широкое развитие байкальских гранитоидов составляет еще одну особенность Северо-Уральского антиклинория, отличающую его от более южных сегментов Центрально-Уральской зоны. В дальнейшем было установлено, что Северо-Уральский антиклинорий в своем южном окончании значительно надвинут, вероятно шарьирован на Улсовскую синклиналию.

На востоке Северо-Уральский антиклинорий граничит с северной частью Тагильского синклинория вдоль зоны надвигов, возникшей в полосе Главного Уральского глубинного разлома — границы эв- и миогеосинклинали. Эта зона маркируется выходами серпентинизированных гипербазитов так называемого Салатимского пояса, более мелкими, чем на юге, в Платиноносном поясе, но также сменяющимися восточнее массивами габбро и амфиболитов, а затем плагиогранитов и тоналитов предсреднедевонского возраста. Осадочно-вулканогенное выполнение синклинория в нижнем ярусе (силур) представлено спилито-диабаз-альбитофировой формацией, в верхнем (средний девон-нижний карбон), отделенном несогласием от нижнего и начинающимся конгломератами, — терригенными и вулканогенными (более пестрого состава) породами. Изменение состава этих отложений по простиранию указывает на первичное замыкание синклинория в северном направлении. Его осевая часть и восточное крыло скрыты под мезо-кайнозойским платформенным чехлом.

Сочленение Северного и Полярного Урала осуществляется в пределах Кожимского поперечного поднятия — своеобразного тектонического узла, в котором меридиональные структуры Северного Урала подставляются с востока структурами Полярного Урала, ориентированными в северо-восточном направлении. В полосе Кожимского поднятия происходит пережим зоны передовых прогибов — Верхнепечорский прогиб, сузившийся уже южнее благодаря вклиниванию со стороны плиты юго-восточного окончания сложного вала Печорской гряды, окончательно замыкается на его восточном крыле, ограничиваясь с востока зоной дислокаций гряды Чернышева; эта же зона служит северо-западным ограничением Воркутинского прогиба, зарождающегося на северо-западном крыле и северном погружении Кожимского поднятия. Северо-Уральский антиклинорий сначала расширяется в южной части поднятия, с появлением наиболее древних горизонтов рифея и многочисленных тел гранитоидов, а затем погружается, несогласно перекрываясь ордовикскими и более молодыми отложениями. К северо-востоку и востоку от Кожимского поднятия появляются палеозойские отложения в глубоководных сланцевых фациях, почти не известные южнее и т. д.

¹ Не исключено, что верхняя часть разреза Северо-Уральского антиклинория имеет уже кембрийский возраст (Пучков, 1975).

5. ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Этот крайний северный сегмент собственно Уральской системы простирается в общем северо-восточном направлении от Кожимского поднятия до Бай-дарацкой губы Карского моря. Построен он достаточно своеобразно, особенно на северо-восточном окончании и фактически состоит из двух отличных «субсегментов» — более протяженного юго-западного (Приполярный Урал) и более короткого (в своей обнаженной части) северо-восточного (собственно Полярный или Заполярный Урал), разделенных Собским поперечным поднятием, расположенным между Воркутой и Салехардом и детально изученным А. С. Перфильевым (1968).

Широкий передовой прогиб Приполярного Урала — Воркутинский, или Косью-Роговский, выполнен чрезвычайно мощной — до 8—10 км молассовой толщи пермско-триасового возраста. Особенностью разреза этой толщи является развитие между нижней, морской, и верхней, континентальной, молассами паралической угленосной формации (угленосной молассы), занимающей тот же стратиграфический уровень — кунгурский, что и эвапоритовая формация более южных передовых прогибов Урала. Внешняя зона прогиба наложена на край Тимано-Печорской плиты, внутренняя зона и южная центроклиналь — несогласно на складчатые допермские отложения Лемвинской зоны (см. ниже) и Кожимского поднятия. От смежной плиты Воркутинский прогиб отделен узкой, но резко выраженной в рельефе зоной дислокаций гряды Чернышева, сложенной породами девона и карбона, собранными в довольно крутые складки, осложненные направленными в сторону платформы надвигами.

Внутренняя структура Воркутинского прогиба сравнительно проста — внешнее его крыло практически моноклиinallyно, а внутреннее сложено в широкие и пологие складки. На севере Воркутинский прогиб отделяется от смежного Каратаихского, расположенного перед Пай-Хоем, зоной дислокаций западно-северо-западного — восточно-юго-восточного пайхойского простирания, соединяющей гряду Чернова с северным ограничением Собского поперечного поднятия. Эта зона дислокаций имеет явно надразломный характер и, пересекая насквозь весь Полярный Урал, уходит в пределы Зауралья.

Молассы Воркутинского прогиба перекрывают на юге, на склоне Кожимского поднятия образования двух структурно-фациальных зон ордовика — карбона: Елецкой на западе и Лемвинской на востоке, причем вторая оказывается надвинутой на первую (Войновский-Кригер, 1966). Елецкая зона полностью уходит под прогиб, а Лемвинская оказывается перекрытой им лишь частично и образует восточное обрамление прогиба на всем его протяжении. Выше уже указывалось, что в Елецкой зоне отложения ордовика — карбона представлены шельфовой известняково-доломитовой формацией с кварцевыми песчаниками в основании, значительной мощности — до 5—6 км, а в Лемвинской зоне те же отложения слагают глубоководную известняково-кремнисто-глинистую (сланцевую) формацию мощностью всего в 1000—1200 м. Между обеими структурно-фациальными зонами как к югу, так и к северу от Воркутинского прогиба выделяется полоса распространения песчано-сланцевой формации (тисвайзской, верхне-собской) мощностью до 2,5 км; эта формация, вероятно, отвечает образованиям верхней части континентального склона.

В структурном отношении Елецкая зона западного склона Полярного Урала, составляющая прямое продолжение Западно-Уральской зоны, отличается весьма умеренной интенсивностью деформаций, выраженных системой несколько наклоненных на запад сундучно-коробчатых складок, осложненных крутыми взбросо-надвигами, падающими на восток. Совершенно иначе построена Лемвинская зона, обладающая изоклиinallyно-че-

шуйчатой структурой выдержанной северо-западной вергентности; в целом зона представляет собой очень сложный синклиниорий, протяженностью до 250 км при ширине до 40 км. Как указывалось, К. Г. Войновский-Кригер еще в 1945 г. высказал мнение о покровном залегании лемвинского комплекса на елецком. Впоследствии, в 50—60-е годы это мнение оспаривалось рядом исследователей, указывавших на существование фациальных переходов между обоими комплексами. В последнее время в связи с общим пересмотром представлений о тектонике Урала интерпретация К. Г. Войновского-Кригера снова становится наиболее вероятной, что уже отмечалось М. А. Камалетдиновым (1974) и В. Н. Пучковым (1975), указывающими на существование в пределах Лемвинского покрова тектонических окон, на вскрытие скважиной под образованиями аллохтона нижнепермских отложений автохтона, а также на вероятные останцы Лемвинского покрова в пределах Елецкой зоны. Эти данные позволяют оценить амплитуду шарьяжа в десятки километров (минимум 15 км), а его возраст считать позднепермским — раннетриасовым.

Принимая покровное залегание лемвинского комплекса, следует задуматься над вопросом о происхождении этого покрова, о «родине» лемвинских фаций. Анализ карты показывает, что на юго-востоке лемвинские фации заходят за северное окончание Северо-Уральского антиклинория в Кожимском поднятии, продолжаясь как бы в сторону северного конца Тагильского синклиниория. Знаменательно, что на юго-восточном окончании Лемвинского синклиниория в ордовике появляются вулканиты (диабазы, кератофиры), родственные вулканитам Тагильской зоны.

Фациальный характер лемвинских отложений отвечает, скорее всего обстановке континентального подножия; эти отложения должны были образоваться на самом краю континентального блока, на границе или почти на границе с областью развития коры океанического типа, начинавшейся Тагильской зоной. Присутствие в юго-восточном крыле Лемвинского синклиниория и в основании его разреза линз полимиктовых конгломератов из доордовикских пород центральноуральского типа доказывает, что осадки лемвинского комплекса отлагались еще на континентальной коре, и зона их накопления должна была вначале ограничиваться поднятием этой коры.

В современной структуре такому поднятию соответствует, очевидно, осевая антиклинорная зона Приполярного Урала — **П о л я р н о - У р а л ь с к и й а н т и к л и н о р и й**, — полого надвинутая на Лемвинский комплекс с юго-востока. Этот антиклинорий не составляет прямого продолжения Северо-Уральского, а заметно смещен по отношению к нему к востоку. Полярно-Уральский антиклинорий сложен верхней частью доордовикского метаморфического комплекса и обладает, подобно своим южным гомологам, сложной, западновергентной внутренней структурой.

На восточное крыло Полярно-Уральского антиклинория в свою очередь надвинут **В о й к а р с к и й с и н к л и н о р и й** — смещенное к востоку продолжение Тагильского синклиниория. В подошве надвига залегает Войкар-Сыньинский габбро-перидотитовый комплекс — гипербазиты, габбро, амфиболиты, диабазы. Как отмечалось выше, этот комплекс дает наилучше сохранившийся на Урале разрез коры океанического типа. Восточнее залегают прорывающие габбро-перидотитовый комплекс нижнедевонские диориты и тоналиты и более молодые кварцевые диориты и гранодиориты (см. рис. 80). Осадочно-вулканогенное выполнение Войкарского синклиниория, выступающее еще восточнее, в своей наиболее глубокой части — силур — нижний девон — представлено спилито-диабаз-альбитофировой формацией в ассоциации с кремнистыми сланцами и туффитами. Выше, на уровне среднего и верхнего девона, также разделенных перерывом, в северо-западном крыле синклиниория несогласно залегают вулканиты несколько иного, диабаз-порфиритового (андезит-базальтового) состава, частично замещае-

мые в противоположном его крыле туфогенно-грубообломочными образованиями из того же вулканогенно-кремнистого материала. На обоих замыканиях синклинория возрастает амплитуда перерывов и несогласий в его разрезе, свидетельствуя о первичности этих ограничений.

Собственно Полярный Урал, отделенный от Приполярного упоминавшимся выше Собским поперечным поднятием, до последнего времени оставался крайне слабо изученным. В последние годы его строение освещено в работах В. Н. Охотникова (1968, 1973, 1974). Продолжение осевого антиклинория доордовикских толщ известно на Полярном Урале под названием Харбейского антиклинория (Перфильев, 1968). Этот антиклинорий ограничен с запада разломом — надвигом, достигающим на севере окрестностей Байдарацкой губы, но здесь разветвляющимся на несколько ветвей, из которых две принимают почти широтное направление. Эти две ветви ограничивают с севера периклиналь Гердизского поднятия доордовикских отложений, которым и заканчивается Харбейский антиклинорий. В ядре Гердизского поднятия эти отложения изменены до амфиболитов и гнейсов. На погружении поднятия, к западу от Байдарацкой губы, получает развитие терригенно-вулканогенная толща ордовика, складки в которой меняют свое простирание с северо-восточного на северное и северо-северо-западное, пайхойское. Такое же изменение простираний происходит западнее отмеченного надвига, в миогеосинклинальной зоне — продолжении Западно-Уральской. С востока на осевой антиклинорий надвинуты эвгеосинклинальные образования Щучьинского синклинория — продолжения Войкарского, в том числе крупные массивы гипербазитов (Рай-Из на юге, Сьум-Кеу на севере). Любопытно, что мелкие тела гипербазитов известны и вдоль западного разлома (к которому подходит и массив Рай-Из), возможно представляя останцы переброшенного через Харбейский антиклинорий шарьяжа, т. е. клиппы.

Нижняя часть разреза Щучьинского синклинория сложена основными вулканитами и рифогенными известняками силура — нижнего и среднего девона, на которых несогласно залегают груботерригенные отложения верхнего девона — карбона. На подходе к Байдарацкой губе происходит почти полный пережим синклинория, с одной стороны, благодаря появлению погребенного выступа предположительно раннедокембрийского основания (Лаборовский выступ), имеющего северо-западное, антиуральское простирание, и, с другой стороны — ответвлению от периклинали Гердизского осевого поднятия к востоку пучка складок и разломов субширотного простирания.

Таким образом, близ Байдарацкой губы Уральская складчатая система испытывает естественное вырождение и затухание, не продолжаясь в акваторию Карского моря. При этом ее осевое доордовикское поднятие погружается, поворачивает к востоку, разветвляется и уходит под покров ордовикских и более молодых образований, западная, миогеосинклинальная зона изменяет свое северо-восточное простирание на северо-западное и уходит в Пай-Хой, восточная эвгеосинклинальная зона фактически замыкается, хотя среди терригенного ордовика северного окончания Полярного Урала имеются прослои вулканитов.

Как справедливо отметил А. С. Перфильев, затухание Уральской системы непосредственно связано с возрастающей ролью разломов и структур поперечного к Уралу северо-западного направления, которая проявляется уже в образовании Кожимского, Собского и Лаборовского поперечных поднятий; особенно многочисленными становятся эти разломы на погружении Харбейского антиклинория; уходя в пределы Пай-Хоя, они оказываются уже продольными, определяющими в орогенном развитии Пайхойской системы, к рассмотрению которой мы и перейдем.

6. ПАЙ-ХОЙ И НОВАЯ ЗЕМЛЯ. СТРУКТУРА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Северным продолжением Урала в современной структуре является Пайхойско-Новоземельская складчатая система, протянувшаяся огромной дугой в 1500 км, выпуклой к западу через хр. Пай-Хой, о-в Вайгач, о-ва Новой Земли и, возможно, достигающая о-вов Арктического института в Карском море и (или) архипелага Северной Земли (рис. 81). Эта складчатая система, однако, заметно отличается от основной части Урала по ряду признаков, из которых главнейшими являются следующие. Во-первых, в составе Пайхойско-Новоземельской системы, во всяком случае ее северной части, мы не находим продолжения основной, наиболее характерной зоны собственно Уральской системы — эвгеосинклинальной зоны восточного склона. Последняя, как мы видели выше, уходит на севере под воды Байдарацкой губы Карского моря; по геофизическим данным, она может продолжаться далее до широты пролива Югорский шар или даже Карских ворот; выделение ее очень сокращенных по размеру аналогов вдоль Новой Земли весьма проблематично. Следовательно, Пайхойско-Новоземельская система служит продолжением лишь западной, миеосинклинальной зоны Урала, с чем вполне согласуется формационный состав отложений; отсюда следует, что она носит уже интракратонный, энсиалический характер и это позволяет говорить о вырождении Уральской системы в северном направлении.

Ранее высказывавшееся предположение о возможной связи складчатых зон Полярного Урала и Таймыра не нашло подтверждения в данных геофизических исследований и бурения, проведенных на севере Западно-Сибирской низменности; оказалось, что северное окончание эвгеосинклинальной зоны Урала ограничивается с востока крупным поднятием (Нурминским), сложенным докембрийскими гнейсами. Во-вторых, весьма широкое развитие в пределах Пайхойско-Новоземельской системы получают пермские отложения, на значительном участке (Южный о-в Новой Земли) перекрывающие ее на всю ширину. На этом основании В. С. Журавлев и А. С. Перфильев считали, что Пай-Хой возник в области перикратонных погружений Урала. Возраст основных деформаций повышается в Пайхойско-Новоземельской системе до конца триаса — начала юры, т. е. до раннекембрийской эпохи тектогенеза; этот возраст имеют и наиболее поздние интрузии гранитоидов. Таким образом, Пайхойско-Новоземельский ороген является скорее раннекембрийским (как и находящийся не так далеко на востоке Таймыр!), чем герцинским, даже позднегерцинским. При этом признаки отличий от Урала последовательно нарастают в северном направлении; в этом направлении помимо всего прочего возрастает интенсивность проявлений каледонского диастреза и убывает мощность и степень дислоцированности отложений второй половины палеозоя.

В строении Пайхойско-Новоземельской системы участвует три структурных комплекса: байкальский, каледонский и герцинско-раннекембрийский. Байкальский комплекс обнажен в ядрах антиклинорий южной половины дуги и сложен интенсивно дислоцированными (в северо-западном, а на севере — в западно-северо-западном и близширотном направлении) и слабо метаморфизованными карбонатными, терригенными и вулканогенными (от основных до кислых) образованиями мощностью не менее 6 км. По всему своему облику этот комплекс сходен с одновозрастным комплексом осевых антиклинорий Северного и Полярного Урала, рассматриваемым как эвгеосинклинальный комплекс байкалид.

Каледонский комплекс охватывает отложения от верхнекембрийских до среднедевонских включительно, слагающие две формации — нижнюю грубо терригенную, на юге только кембрийского, на севере Новой Земли и ордовикского возраста, и верхнюю, карбонатную, или терригенно-карбонатную, в верхнем силуре с вулканитами основного состава. Мощность

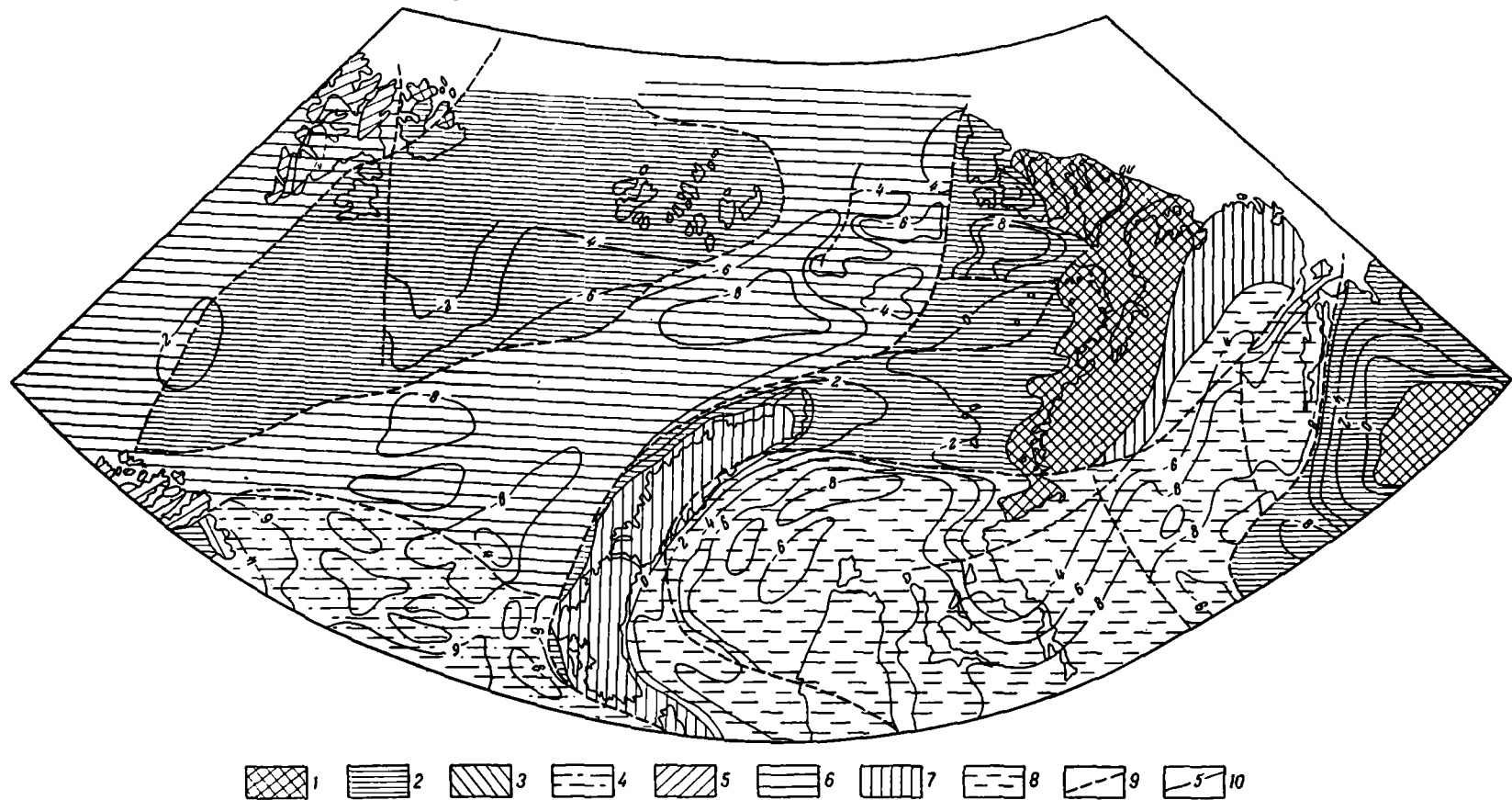


РИС. 81. Схема тектоники Баренцево-Карского региона.

1 — древние (добайкальские) массивы, выступы на поверхность; 2 — то же, под чехлом; 3 — байкальский складчатый комплекс, выступы на поверхность; 4 — то же под чехлом; 5 — каледонский складчатый комплекс, выступы на

поверхность; 6 — то же, под чехлом; 7 — позднегерцинский складчатый комплекс, выступы на поверхность; 8 — то же, под чехлом; 9 — основные разломы; 10 — изогипсы поверхности складчатого основания

верхней формации составляет 3—3,5 км. На севере Новой Земли верхний силур становится терригенным, в нем появляются конгломераты, а нижний и средний девон на крайнем северо-востоке выпадают из разреза.

Каледонский комплекс залегает на байкальском и общим структурным несогласием — как угловое, так и азимутальное несогласие достигает 60°, последнее особенно заметно в южной части Новой Земли. Степень дислоцированности самого каледонского комплекса уменьшается к северу; в северо-восточной части Новой Земли он имеет терригенно-карбонатный состав и залегает полого моноклинально.

Герцинский комплекс в свою очередь отделен от каледонского несогласием, наиболее четко выраженным на Новой Земле, где оно также является не только угловым, но и азимутальным (15—30°). На уровне этого несогласия на Новой Земле, в частности в районе Маточкина шара, произошло внедрение гранитоидов. Герцинский комплекс включает отложения от верхнедевонских до пермских и подобно каледонскому состоит из двух формаций. Нижняя, миеосинклинальная формация имеет верхнедевонский и каменноугольный возраст, карбонатный (известняки, доломиты) состав и мощность 1,5—2,5 км. В районе Маточкина шара карбонатная формация содержит на западе покровы и силлы основных вулканитов, а к востоку замещается терригенной с участием конгломератов. Верхняя формация, уже раннеорогенная, относится к нижней перми и представляет на Пай-Хое параличскую угленосную молассу мощностью 2—2,3 км, а на Новой Земле морскую молассу мощностью 1—1,3 км. Накопление комплекса завершилось складчатостью и образованием мелких плутонов гранитов и гранодиоритов с возрастом 240—250 млн. лет. Позднее, в конце триаса — начале юры (190 млн. лет) возникли интрузии гранитов и аляскитов, отвечающие уже позднеорогенной стадии развития (или активизации).

Складчатая структура Пайхойско-Новоземельской дуги состоит из трех кулисообразно расположенных антиклинориев, разделенных и окаймленных синклинориями. Наиболее юго-восточное положение занимает П а й х о й с к и й а н т и к л и н о р и й, протягивающийся вдоль северо-восточного склона Пай-Хоя до Югорского шара и, видимо, затухающий в Карском море. Антиклинорий сложен всеми тремя охарактеризованными выше структурными комплексами и построен асимметрично, с более крутым и интенсивнее дислоцированным юго-западным крылом; здесь складчатость доходит до изоклинальной и нередко надвиги юго-западной вергентности. К северо-восточному, более спокойному крылу примыкает Б а й д а р а ц к и й (К а р с к и й) п р о г и б, выполненный нижнепермской молассой. На юго-западе Пайхойский антиклинорий граничит по крупному разлому с кулисообразно подставляющим его Вайгачским (Карским, Южным Новоземельским) антиклинорием, протягивающимся из северо-западной части Пай-Хоя на о-в Вайгач и юг Новой Земли, с постепенным изменением простирания с северо-западного на меридиональное. Построен этот антиклинорий теми же толщами, что и Пайхойский, но сланцевая формация среднего палеозоя здесь замещается карбонатной, а структура становится несколько менее напряженной. На юго-западе, в пределах суши вдоль обоих антиклинориев протягивается К о р о т а и х с к и й п р о г и б, сложенный пермскими и триасовыми отложениями; это очередное звено системы предуральских прогибов, с характерной для них асимметрией. На западе Коротаихинский прогиб ограничивается краевым поднятием гряды Сорокина (или Варандейским), аналогичным по строению поднятию гряды Чернышева.

Северное погружение Вайгачского антиклинория отделяется сложной складчатой нижнепермской молассой К а р м а к у л ь с к о й с е д л о в и н о й (с и н к л и н о р и е м) от Новоземельского (Северного Новоземельского) антиклинория, начинающегося в северной части южного острова и занимающего весь Северный

остров Новой Земли; значительная часть этого антиклинория скрыта от наблюдений ледниковым покровом. Складки на западе Кармакульской седловины опрокинуты в сторону Баренцева моря, на востоке — в сторону Карского моря. Северный Новоземельский антиклинорий в общем имеет симметричное строение и состоит из прямых линейных складок, но на юге, в районе Маточкина шара западное крыло становится более крутым и складки опрокидываются на запад. В ядре антиклинория выступают породы кембро-ордовика, прорванные интрузиями гранитов, а севернее — силурийские отложения; крылья сложены девонем и карбоном. По северо-западному крылу антиклинория проходит крупный разлом (Главный Новоземельский разлом, по Б. С. Романовичу), по которому силур ядра антиклинория надвинут на девон его юго-западного крыла. Выходы пермские отложений по западному побережью Новой Земли намечают продолжение вдоль побережья и шельфа зоны предуральских передовых прогибов.

Новоземельский антиклинорий на своем протяжении к северу постепенно изменяет простирание от северо-северо-восточного через северо-восточное до восточно-северо-восточного, т. е. близширотного, и с этим простиранием, по гравимагнитным данным, продолжается до о-вов Арктического института. При этом дислоцированность верхней части палеозойского разреза постепенно уменьшается, а их состав становится все более терригенным и крупнообломочным. На крайнем северо-востоке уже силурийские отложения (ллантоверы — венлок) залегают весьма спокойно, выполняя крупный наложенный прогиб, отсеченный широтным разломом от Новоземельского антиклинория. Венлок здесь уже носит молассовый характер. Таким образом, эта часть Новой Земли является по возрасту основных деформаций скорее догерцинской, чем герцинской. Это сближает ее, как уже отмечал Ю. Е. Погребницкий, с северо-западной частью архипелага Северной Земли, лежащей в 600 км к северо-востоку от мыса Желания.

Северо-западная часть Североземельского архипелага, по данным Б. Х. Егнazarова, сложена отложениями от кембрийских до девонских. Кембрию здесь отвечает довольно мощная (около 2 км) и довольно грубая терригенная формация, ордовик имеет карбонатно-терригенный состав и содержит гипсы, мощность его примерно того же порядка, силур в основном карбонатный, а девон — красноцветный, лагунно-континентальный, мощность порядка 2 км. Весь этот комплекс общей мощностью 6—7 км залегают, в общем, согласно, но деформирован очень неравномерно. В зонах разлома развиты линейные складки; к ним приурочены дайки траппов и мелкие тела гранитоидов. Вне зон разломов складчатость носит брахиформный характер, особенно в девонских отложениях, выполняющих крупные мульды.

Вся эта картина показывает, что на Северной Земле нет типичной каледонской геосинклинали, как это принималось ранее. Скорее мы имеем здесь дело либо с окраинной платформы — зоной перикратонных опусканий, либо с интракратонной зоной, возникшей на окончании или близ окончания каледонской геосинклинали. Во всяком случае этот район должен быть близок к области окончательного затухания палеозойской геосинклинальной системы Урала и Новой Земли.

Геологи НИИГА, начиная с Б. С. Романовича (1964 г.), обосновали предположение о существовании в Баренцевом море каледонской складчатой системы северо-восточного, а на востоке восточно-северо-восточного направления, ответвляющейся от Скандинавских каледонид в районе Тана-фьорда, пересекающей Баренцево море, простирающейся параллельно и касательно к центральной и северной частям Новой Земли и продолжающейся далее к Северной Земле. Под названием *Скандинаво-северо-земельской* эта система выделена на «Тектонической карте фундамента территории СССР» (1974). В пределах акваторий ее выделение основано на данных гравимагнитных съемок, а также рельефе дна и результатах драгирования

на подводных банках. Распределение фаций и состав, и грубость обломочного материала в силуре — девоне севера Новой Земли указывают, по В. И. Бондареву, на снос со стороны Баренцева моря, т. е. из предполагаемой области развития каледонид. Выделение Скандинаво-Североземельской системы, а также факт продолжения в южную часть Баренцева моря широкого пояса байкалитид, занимающего все пространство от п-ова Канин и Кольского полуострова до южной части Новой Земли, заставляет, видимо, полностью отказаться от представления Н. С. Шатского — А. А. Богданова и Г. Штилле (см. Штилле, 1968) о существовании в центральной и восточной частях Баренцева моря и Большеземельской тундре единой крупной глыбы с раннедокембрийским фундаментом — **Б а р е н ц и и**, являющейся обломком Восточно-Европейского кратона. В настоящее время более вероятно, что здесь имеются лишь две-три небольшие древние глыбы, типа срединных массивов. Наиболее крупная из них занимает, видимо, северо-восточную часть Баренцева моря и смежную часть Карского моря, это и есть собственно Баренцевоморский массив. Его кристаллический фундамент обнажается на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и о-ве Белом, где он, однако, переработан каледонской активизацией (которой и отвечают радиометрические датировки пород). На остальной площади массива фундамент погружен на глубину 3—5 км. Чехол массива выступает на поверхность в южной части Северо-Восточной Земли и на Земле Короля Карла (архипелаг Шпицбергена), а также в архипелаге Земли Франца Иосифа. Он состоит из карбонатной формации карбона, красноцветов и эвапоритов перми и мелководно-морской и паралической, частично угленосной формации триаса — юры — нижнего мела. На земле Франца Иосифа с последней ассоциируют траппы раннемелового возраста. Чехол в общем залегает субгоризонтально, но на Земле Франца Иосифа сильно перебит разломами преимущественно северо-восточной и широтной ориентировки. В южной части бассейна Баренцева моря предположительно выделяются два срединных массива — **М а л о з е м е л ь с к и й** (Колгуевский) и **Б о л ь ш е з е м е л ь с к и й** (Хорейверский).

7. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Досреднерифейская предыстория. В настоящее время совершенно очевидно, что заложение геосинклиналильного пояса, на западной окраине которого позднее возникла Уральская складчатая система, могло произойти не ранее среднего рифея — времени накопления юрматинской серии Башкирии и ее эквивалентов. До этого западные зоны Урала, до Центрально-Уральской зоны включительно, представляли непосредственное продолжение Восточно-Европейской платформы и ее эпикарельского гранито-гнейсового фундамента. Прямым подтверждением сказанного служит Тараташский выступ этого фундамента в северной части Башкирского антиклинория. Что касается восточных зон, то присутствие аналогичных образований в Мугоджарах и севернее в Восточно-Уральском и, возможно, Зауральском антиклинориях указывает, что и здесь сохранились реликты того же фундамента, который еще восточнее на широкой площади выступает в Кокчетавском массиве Центрального Казахстана. Вместе с тем существуют достаточные доказательства того, что как Тагильско-Магнитогорская, так и более восточные синклинорные зоны возникли в палеозое на коре океанического типа. Эти данные могут быть согласованы лишь на основе допущения, что первоначально раннедокембрийская континентальная кора была распространена на всей площади современной Уральской складчатой системы и затем вторично уничтожена в пределах ее палеозойских эвгеосинклиналильных прогибов. Подтверждением этого служит также субширотное, с отклонениями до северо-запад-

ного или северо-восточного, простираение структур фундамента Русской плиты, практически перпендикулярное ориентировке Уральской геосинклинали.

Наиболее молодыми досреднерифейскими образованиями Урала являются терригенно-карбонатные отложения бурзянской серии Башкирского антиклинория, до недавнего времени рассматривавшиеся как стратотип нижнего рифея. Теперь, когда возраст Бердяшского плутона определен в 1550 ± 50 млн. лет (Салоп и Мурина, 1970), стало совершенно очевидным, что бурзянская серия значительно древнее и принадлежит среднему или даже нижнему протерозою, представляя собой гомолог ятулия Балтийского щита или гурона Канадского щита. По своей формационной природе это скорее отложения древнего платформенного чехла, чем миогеосинклинальные образования. Платформенный режим развития Башкирии в бурзянское время подтверждается щелочно-базальтовым составом вулканитов, предшествующих накоплению бурзянской серии, а также типично платформенным характером Бердяшского плутона гранитов рапакиви. Таким образом, платформенные условия существовали на месте будущего Урала в течение среднего, а, возможно, частично и раннего протерозоя, а также в начале позднего протерозоя. Вместе с тем возможно, в соответствии с предположением М. И. Гарая — основного исследователя уральского рифея, что бурзянская серия выполняет структуру типа авлакогена, т. е. рифта, ориентированного в направлении будущей Уральской геосинклинали.

Гренвильский и байкальский этапы (средний и поздний рифей, венд, ранний кембрий). Определенный перелом в развитии Урала произошел с наступлением среднего рифея, когда вдоль всего западного склона и в Центрально-Уральской зоне начались сравнительно интенсивные погружения в линейной полосе, продолжавшейся на северо-западе в пределы западной части современной Тимано-Печорской плиты. Начало этих погружений сопровождалось на востоке Башкирского антиклинория и в Центрально-Уральской зоне вспышкой вулканизма, приведшего к образованию спилитов, диабазов и альбитофиров машакской свиты и ее аналогов, залегающих в Башкирии резко несогласно на породах бурзянской серии. Залегающие выше осадки юрматинской серии среднего рифея образуют вполне самостоятельный седиментационный цикл, начинающийся терригенной (кварцито-сланцевой) и заканчивающийся карбонатной формацией. Они отделены перерывом и некоторым несогласием от отложений вышележащей верхнерифейской каратауской серии. Несогласие указывает на слабые складчато-разрывные деформации; одновременно с ними произошло внедрение основной (дайки и плутоны габбро и габбро-диабазов), а затем и кислой (Губенский, Рябиновский и другие массивы) магмы. Признаки гренвильских поднятий и деформаций, а также, возможно, гранитообразования имеются на Полярном Урале (Пучков, 1975). В Мугоджарах о проявлении гренвильского диастрофизма свидетельствуют радиометрические датировки.

Следовательно, гренвильский диастрофизм проявился на Урале более интенсивно, чем в области Русской плиты, но и здесь он не привел к образованию горного рельефа, о чем говорит полное отсутствие моласс. Залегающие в основании каратауской серии зильмердакские кварциты, так же как и аналогичные зигальгинские кварциты подошвы каратауской серии, — продукт сноса с Восточно-Европейской платформы, а не с внутренних поднятий Урала. Это заставляет считать гренвильский этап развития Уральской системы незавершенным.

Существенно иначе обстоит дело с байкальским этапом. Верхнерифейские отложения в отличие от среднерифейских образуют два седиментационных цикла, состоящих из терригенной (внизу) и карбонатной (вверху) формаций. Повторное появление в разрезе терригенных осадков (инзерская свита) связано, очевидно, с некоторым оживлением поднятий

на уровне делийской фазы байкальского тектогенеза. В Центрально-Уральской зоне в пределах Среднего, Северного и Полярного Урала проявился вулканизм основного и среднего состава. Область накопления осадков расширилась в позднем рифее на запад, в сторону Восточно-Европейской платформы.

Байкальское осадконакопление завершилось отложением молассовой ашинской серии поздневендского возраста, залегающей на разных горизонтах верхнего рифея (Гарань, 1959; Беккер, 1968). В свою очередь, ашинская серия вместе с подстилающими образованиями рифея была смята в складки и разбита разрывами (по М. А. Камалетдинову, надвигами) в предордовикское, а возможно еще в предкембрийское (или предпозднекембрийское), время, т. е. уже в салаирскую эпоху тектогенеза. Проявления собственно байкальского и салаирского диастрофизма нарастают к востоку и к северу, достигая максимального выражения в Северном и Полярном Урале и на Тимане, где рифейско-вендские отложения испытали значительный метаморфизм, до амфиболитовой фации, и прорваны интрузиями гранитоидов. Байкальские и салаирские поднятия обусловили крайне ограниченное распространение кембрийских осадков на Урале: нижний кембрий установлен лишь в двух районах Южного Урала — в Сакмарской зоне и в долинах рек Уя и Санарки на восточном склоне (Зауральский антиклинорий), а также на Полярном Урале; средний кембрий вообще на Урале не известен; верхний кембрий присутствует в восточных зонах Южного Урала и на Полярном Урале; и там и здесь он тесно связан с ордовиком, который в случае отсутствия верхнего кембрия залегают резко несогласно на докембрийских образованиях.

Все это показывает, что в отличие от гренвильского цикла байкальский цикл не только на Тимане, но и на Урале носил характер законченного. В результате байкальско-салаирских движений на месте будущих Тимано-Печорской плиты и Урала, а также южной половины Пайхойско-Новоземельской системы возникла складчатая горная система, названная Н. П. Херасковым «доуралидами». Ее простираение в пределах Среднего и большей части Южного Урала в общем совпадало с простираем герцинского Урала («уралид», по Н. П. Хераскову), но на Северном и Полярном Урале и особенно на юге Новой Земли отклонялось к северо-западу, а на крайнем юге, возможно, к юго-западу, как предполагали Н. П. Херасков, А. С. Перфильев и В. С. Журавлев. Таким образом, «доуралиды» как бы обтекали восточный выступ Восточно-Европейского кратона с кульминацией в районе Уфимского плато.

Если существование на месте будущего Урала байкальско-салаирской складчатой системы «доуралид» не вызывает сомнений, то значительно меньше ясности в вопросе о тектонической природе и плане строения предшествовавшей ей области средне- и позднерифейского осадконакопления. Действительно ли являются средне- и верхнерифейские отложения Западно- и Центрально-Уральской зон геосинклинальными? Некоторые исследователи (Пронин, 1971) считают их платформенными, и для этого имеются известные основания — сравнительно небольшая мощность, явные признаки накопления в мелководных, шельфовых условиях (косая слоистость кварцитов, обилие строматолитов в карбонатных породах и др.). И все же, прослеживая изменения в составе и мощности рифея от центральных районов Русской плиты к Приуралью и Уралу, можно отчетливо видеть переход от авлакогенной обстановки к условиям перикратонных опусканий и далее к зоне, очевидно, миеосинклинальной, линейных погружений (Башкирский антиклинорий) на внешней периферии шельфа, а в Центрально-Уральской зоне, вероятно, и континентального склона. Это означает, что в области восточных зон Урала должны были существовать условия глубоководного бассейна, подтверждением чего может служить отсутствие признаков сноса с востока

на западном склоне (исключение составляет бурзянская серия) и в осевой полосе Урала. Однако положение с рифейскими отложениями на восточном склоне Урала остается недостаточно ясным. Выделенная Н. Ф. Мамаевым (Мамаев, Черменинова, 1973) чулаксайская свита (средний рифей?), сложенная углистыми, кремнистыми сланцами, кварцитами и амфиболитами, может представлять осадки этого бассейна. Она несогласно перекрывается туффито-сланцевой зымникской свитой, возможно, вендского возраста (Беккер, 1974).

Только на Северном и Полярном Урале появляются основания уверенно выделять в позднем докембрии не только миогеосинклинальную, но и эвгеосинклинальную зоны. Последняя устанавливается в пределах Центрально-Уральской зоны по развитию вулканитов в разрезе как среднего, так и верхнего рифея и венда; в последнем вулканиты имеют кислый состав. Однако истинный масштаб проявлений позднедокембрийского вулканизма в этих районах пока точно не известен и выделение здесь эвгеосинклинали соответствующего времени остается достаточно условным. По мнению А. А. Пронина (1971), Тимано-Уральская рифейская геосинклиналь была в целом ориентирована в северо-западном — юго-восточном направлении, и продолжение ее эвгеосинклинальной зоны следовало бы искать уже в Центральном Казахстане, что не подтверждается, однако, материалами по последней области, где байкалиты представлены очень ограниченно (см. гл. X).

Остается недостаточно ясной и палеотектоническая обстановка на Урале в течение кембрийского периода. Возможно, и таково мнение ряда исследователей, особенно в отношении Среднего, Северного и особенно Полярного Урала, что в начале кембрия еще сохранялись условия вендского времени, а затем, в ленский век и в течение среднего — начале позднего кембрия преобладали поднятия. Между тем на Южном Урале в двух зонах — на западе, в Сакмарской зоне, и на востоке, в Зауральской, достоверно установлено развитие спилито-диабазовой формации с линзами (биостромами) известняков с ленской фауной археоциат. Правда, эти породы сильно тектонизированы и в Сакмарской зоне известны лишь в составе меланжа, но все же они дают основание предполагать, что на юге Урала заложение палеозойской геосинклинали могло начаться еще в кембрии, либо, что здесь могли существовать кембрийские трюги кратковременного развития, закончившегося в салаирскую эпоху тектогенеза. Если же брать Урал в целом, то начало главного этапа его геосинклинальной эволюции следует отнести к концу кембрия — началу ордовика.

Каледонский этап (поздний кембрий—ордовик—ранний девон). Ордовикские образования, начинающиеся с тремадока, практически по всему Уралу залегают трансгрессивно и с резким несогласием на подстилающих образованиях. Некоторое исключение составляет лишь крайний север — Полярный Урал, где в отложениях, залегающих согласно с ордовиком, найдена верхнекембрийская фауна. Грубообломочный состав низов ордовика показывает, что их отложению предшествовали поднятия, а широкое распространение кислых вулканитов в непосредственно подстилающих образованиях верхов докембрия — низов кембрия, опять-таки по всему Уралу, говорит о том, что эти поднятия сопровождалась интенсивной вулканической деятельностью.

Расположение палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Урала между Восточно-Европейским кратоном, простиравшимся до современной Центрально-Уральской зоны включительно, и Центрально-Казахстанским срединным массивом, несомненно, указывает на то, что Уральская геосинклиналь возникла в начале палеозоя на континентальной коре, очевидно, в процессе рифтообразования (Д. В. Наливкин, 1972, Природа Уральской геосинклинали ..., 1972). Этот процесс распространился сюда из более внутренних районов Урало-Сибирского пояса, где он начался еще в конце докембрия. С. Н. Иванов, А. С. Перфильев и другие исследователи выделяют

в качестве свидетеля этой начальной, рифтовой стадии развития палеозойской геосинклинали Урала верхнекембрийско-ордовикские аркозово-граувакковые осадки с силлами и дайками (нередко параллельными) диабазов, часто субщелочных, а также кислыми туфами.

Рифтообразование привело в дальнейшем к возникновению обширного и глубокого бассейна на океанической коре с интенсивными проявлениями толеит-базальтового вулканизма, давшего начало спилит-диабазовой формации. Восточно-Уральское море располагалось на периферии Урало-Сибирского океана; по его западной, приконтинентальной окраине отлагались миогеосинклинальные осадки Западно-Уральской зоны; в более восточных зонах наряду с основными вулканитами широко распространены кремни. Наиболее интенсивный вулканизм был приурочен к Тагильско-Магнитогорской зоне; заметно слабее он проявился в более восточных зонах Урала. Разделявшее мио- и эвгеосинклинальную области Центрально-Уральское поднятие выступало в качестве островной суши лишь в раннем ордовике, а затем было перекрыто морем. Оно продолжало сохранять это погруженное состояние в течение всего среднего палеозоя (Смирнов, 1971) или по крайней мере большей его части, за исключением эпох поднятий и деформаций.

Первая фаза сжатия наступила на юге перед силуром (таконская фаза каледонского тектогенеза). Предсилурийское несогласие на Южном Урале к востоку от Зилаирской зоны выражено настолько ярко, что заставляет исследователей (Абдулин, 1973) проводить грань между двумя этапами палеозойского развития Урала — каледонским и герцинским именно по этому рубежу и даже относить ордовик еще к «доуралидам». Вероятно, в этом сказалось соседство Центрального Казахстана с его ярко проявленным как раз на данном рубеже каледонским тектогенезом. Западнее и севернее восточных зон Южного Урала угловое несогласие между ордовиком и силуром проявлено лишь локально; несколько шире распространено эрозионное несогласие с перерывом, приходящимся на верхний ордовик, и достаточно часто отмечается вполне согласное залегание обеих систем с постепенным литологическим переходом между ними (Пронин, 1971). Тот факт, что участки согласного и несогласного залегания без видимой закономерности чередуются в пределах одной и той же долготной структурно-формационной зоны, интерпретируется А. А. Прониным в том смысле, что в ордовике структурно-фациальная зональность еще была ориентирована в значительной степени согласно «тиманскому» плану, т. е. в северо-западном направлении, и только с силура начали господствовать долготные, собственно уральские простирания (по мнению других исследователей, эта перестройка произошла еще позднее). Очевидно в связи с этим, несогласие между ордовиком и силуром отчетливее всего выражено в западных зонах Урала на севере, близ границы с Тимано-Печорской плитой (Полюдов кряж, гряда Чернова).

В течение силура на севере Западно-Уральской зоны, начиная с северной части Среднего Урала, произошло обособление двух фациальных зон — внешней, где продолжалось накопление шельфовых терригенно-карбонатных осадков, и внутренней, вероятно, отвечавшей континентальному склону и подножию, с отложением кремнисто-глинистых осадков значительно меньшей мощности, очевидно, в условиях некомпенсированного погружения. На Полярном Урале первая зона именуется Елецкой, вторая — Лемвинской. По мнению В. Н. Пучкова (1975), обособление этих зон произошло уже в ордовике.

В пределах восточных зон Урала в силуре продолжалась и даже достигла максимальной интенсивности вулканическая деятельность. Как и в ордовике, зоной ее наиболее активного проявления являлись Тагильская и Магнитогорская зоны, а восточнее мощность вулканитов снижается и большее значение приобретают пачки кремнисто-глинистых граптолитовых сланцев.

Состав вулканитов, особенно на западе, к концу силура заметно изменился — на смену монотонным спилито-диабазовым сериям пришли дифференцированные — непрерывные андезито-дацит-кварцево-альбитофировые или контрастные диабазо-кварцево-альбитофировые, с преобладающе андезито-базальтовым, а не базальтовым, как раньше, характером магмы. Линейные излияния соответственно стали уступать место извержениям центрального типа со значительной ролью эксплозий, очевидно, уже в пределах сформированных к этому времени островных дуг. Это изменение состава магматических продуктов трактуется различно как с петрологической, так и с тектонической точки зрения. Одни петрологи считают, что оно является результатом эволюции подкоровых магматических очагов, другие, в особенности Т. И. Фролова (1969), доказывают, что появление андезитов и более кислых лав возможно лишь вследствие образования коровых магматических очагов в сиалической коре. Последнее предполагает сплошное распространение коры континентального типа в основании Уральской эвгеосинклинали, что может быть объяснено началом надвигания ее океанической коры на западное континентальное обрамление, возможно, с отщеплением от нижней, мантийной части литосферы и ее одновременным поддвигом под это же обрамление вдоль зоны Заварицкого-Беньофа.

В конце силура и особенно в раннем девоне на Урале наступила значительная активизация тектонических движений в условиях резко нарастающего сжатия. Эта эпоха тектонической активизации соответствует планетарной позднекаледонской эпохе. Областью ее яркого проявления явились Восточно-Уральская антиклинорная и Зауральская зоны на Южном и Среднем Урале, которые с этого времени выступили в структуре Урала в качестве устойчивого позитивного элемента (Лучинин, 1972; Смирнов, 1971); лишь разделяющий их Восточно-Уральский прогиб сохранил тенденцию к погружению. Средний и верхний девон в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий залегают несогласно на метаморфизованном докембрийском и кембрийско-нижнедевонском основании, вмещающем плутоны габбро-плагиогранитной формации послесилурийского — доверхнеэфельского возраста. В составе среднедевонских отложений распространены как красноцветные молассоиды, так и базальто-андезит-липаритовые вулканиты субсеквентного типа, сопровождаемые субвулканическими комагматами. Во всех этих явлениях нельзя снова не видеть отражения мощного позднекаледонского тектогенеза соседнего Центрального Казахстана.

Но позднекаледонские движения заметно затронули и почти всю остальную площадь Урала. Тагильский эвгеосинклинальный прогиб к среднему девону фактически замкнулся на большей части своего протяжения, за исключением северного окончания (к северу от р. Сев. Сосьвы), как это давно отметил Н. А. Штрейс. С предсреднедевонским перерывом в Североуральском бокситоносном районе связано формирование основных месторождений бокситов. Уже отложения верхнего лудлова — нижнего девона залегают в этом районе весьма полого, а эффузивы этого возраста относятся к трахибазальтовой формации. В ту же позднекаледонскую эпоху движений и деформаций, по новейшим данным (Руженцев, 1971), должны были образоваться Сакмарский и другие шарьяжи в восточной части Зилаирской зоны, поскольку в них участвуют породы силура и даже (?) нижнего девона, а отложения зилаирской серии (D_3 — C_1t) налегают на эти покровы трансгрессивно и несогласно. На протяжении всего Среднего, Северного и Полярного Урала по обе стороны Центрально-Уральской зоны поднятий, а южнее — также Башкирского антиклинория средний девон залегают трансгрессивно и с более или менее резким несогласием на отложениях от нижнедевонских и силурийских до рифейских включительно и с конгломератами, нередко довольно грубыми мощностью до нескольких десятков метров или песчаниками (так называемые такатинские песчаники) в основании. Обло-

мочный материал поступал как со стороны Центрально-Уральской зоны, которая, видимо, на некоторое время вновь выступила в качестве островной суши, так и со стороны Волго-Уральской антеклизы Русской плиты. На Северном Урале в ту же фазу возникли дайки и силлы долеритов и диабазов.

Итак, каледонский этап развития Урала закончился почти повсеместными поднятиями, не затронувшими, возможно лишь осевые части некоторых прогибов (Магнитогорский, Восточно-Уральский), достаточно интенсивными деформациями, на Южном Урале приведшими к образованию шарьяжей, появлением, хотя и в относительно скромном масштабе, молассоподобных образований и орогенных (субсеквентных) магматитов, включая гранитоиды. Все это дает достаточные основания для выделения каледонского этапа в тектонической истории Урала, но не позволяет считать его, по крайней мере в масштабе всей складчатой системы, вполне завершенным. Позднекаледонские поднятия были кратковременными и не привели к образованию настоящей горной страны и к полному отмиранию геосинклинальных погружений, которые вскоре возобновились и достаточно энергично.

Герцинский этап (средний девон—ранний триас). Этот этап открывается возобновлением погружений практически в масштабе всего Урала, — погружений, нараставших вплоть до начала карбона. В Западно-Уральской зоне в девоне и в турне по-прежнему преобладает накопление мелководных карбонатов, за исключением Лемвинской зоны Полярного Урала и ее южного продолжения, где, как и ранее, отлагаются глубоководные кремнисто-глинистые осадки. Башкирское и Центрально-Уральское поднятия вновь оказываются перекрытыми трансгрессирующим морем. В Магнитогорском и Восточно-Уральском прогибах, а также на северном продолжении Тагильского прогиба снова интенсивно проявился вулканизм, вначале основного, затем, начиная с позднего девона, все более дифференцированного состава. Эта картина, повторившаяся затем в раннем карбоне, дала основание исследователям уральского магматизма говорить о циклическом, многократном повторении в его истории смены недифференцированного, диабазового, дифференцированным (диабазо-кварцево-альбитофировым) вулканизмом. Недавно С. Н. Иванов, А. С. Перфильев и др. (Fundamental features ... 1975) внесли, однако, существенную поправку в это представление — они показали, что в действительности имеет место неодновременное в разных зонах изменение состава и характера вулканических проявлений — на западе, в Тагильской зоне оно произошло уже в силуре (на западе Тагильской зоны даже в S_1), на востоке (Магнитогорская зона) — в середине девона¹. Для более восточных зон, примыкающих к каледонидам Казахстана, вполне возможна обратная последовательность событий.

В Магнитогорской зоне вулканическая деятельность заметно затухает в начале позднего девона и почти полностью прекращается в фаменском веке. На смену мощной толще вулканитов, накапливавшихся здесь, начиная с ордовика или даже кембрия, приходит граувакково-глинистая флишоидная зилаирская серия, получившая наиболее широкое распространение и наибольшую мощность (до 3 км) западнее, в Зилаирском прогибе, и первоначально перекрывавшая поднятие Уралтау.

Появление ближе к платформе в Западно-Уральской зоне подобной обломочной толщи, замещающей карбонатами, служит несомненным признаком нарастания поднятий в более внутренних зонах Урала, и, в первую очередь, в Восточно-Уральской антиклинорной зоне (Смирнов, 1971). Между тем в одноименном прогибе наряду с граувакками продолжали накапливаться вулканиты, имевшие весьма пестрый состав — от основных до кислых.

¹ Первичные соотношения между этими двумя зонами были искажены их последующими тангенциальными перемещениями — Магнитогорская зона «обогнала» Тагильскую в своем продвижении к западу.

В общем в эту наиболее раннюю стадию герцинского этапа развития Урала основные погружения и соответственно наибольшие мощности отложений оказались приуроченными к северной части Тагильской зоны, к Зилаирской, Магнитогорской и Восточно-Уральской (синклинойной) зонам, а наибольшее воздымание испытала Восточно-Уральская антиклинорная зона.

Новая фаза оживления поднятий и деформаций проявилась в восточных зонах уже в начале турнейского века, причем на этот раз признаки активного воздымания обнаружила и Зауральская зона поднятий. На ее западной периферии, в Восточно-Уральском прогибе в позднем турне — раннем визе отлагалась паралическая угленосная формация с подчиненными кислыми эффузивами, выполняющая структуры типа наложенных мульд (типичный пример Полтаво-Брединская синклиналь), резко несогласно перекрывающие более древние образования, до ордовика включительно. С меньшей интенсивностью восходящие движения начала карбона затронули Восточно-Уральскую зону поднятий, причем во всех трех зонах, с этого времени выступавших как единое целое, они сопровождались становлением комплекса интрузий габбро-гранитового состава. Подобная интрузивная деятельность проявилась и в Тагильском прогибе.

Поднятия начала карбона частично затронули и Магнитогорскую зону, но на более западные зоны они распространились лишь в ранневизейское время. В раннем и среднем визе здесь, как и в Восточно-Уральском прогибе, происходило накопление угленосной формации, причем обломочный материал последней поступал с запада, со стороны Русской плиты, которая в начале визе оказалась поднятой выше уровня моря и расчленена Камско-Кинельской речной системой. По мнению Г. А. Смирнова, обособление Восточно-Уральского прогиба относится именно к этому времени.

Фаза тектонической активизации начала карбона в общем отвечает бретонской фазе герцинского тектогенеза Западной Европы. Эта активизация началась еще в конце девона, с началом образования зилаирской серии, и, следовательно, в определенной мере соответствует также акадскому тектогенезу Аппалачей. С другой стороны, окончание этой эпохи тектономагматической активности на Урале совпало с внутривизейской фазой движений, установленной на Алтае и Тянь-Шане и проявившейся также, в частности, в Марокканской Месете.

В позднем визе и намюре Уральская геосинклиналь пережила кратковременный период спада тектонической активности и широкой трансгрессии моря с отложением преимущественно карбонатных осадков. Вулканическая деятельность возобновилась еще в позднем турне в восточной части Магнитогорского прогиба, но была в основном сосредоточена в более восточных зонах — в Восточно-Уральском прогибе и в Зауралье. Именно к визе-намюрскому времени относится образование вдоль восточной границы Уральской геосинклинали Валерьяновского вулканического пояса. Состав продуктов вулканизма этого времени был повсеместно очень дифференцированным — от базальтов и андезитов до липаритов и трахитов.

Герцинский этап—орогенная стадия (средний карбон—ранний триас). После недолгой визе-намюрской «передышки» Уральская геосинклиналь вступила в заключительную, орогенную, стадию своего развития. Началась эта стадия с новой фазы деформаций в конце намюра—начале среднего карбона — фазы, отвечающей судетскому тектогенезу Западной Европы. Эта фаза наиболее отчетливо проявилась в Восточно-Уральской зоне поднятий, где ею начинается период формирования гнейсовых куполов и гранитных батолитов. Однако в осевых частях унаследованных от геосинклинальной стадии прогибов — Магнитогорского, Восточно-Уральского, — а также в некоторых грабенообразных понижениях внутри Восточно-Уральского поднятия намюрские известняки согласно сменяются башкирскими небольшой мощности.

В позднем карбоне воздымания усиливаются; восточные зоны Урала, а также Центрально-Уральская зона и восточная часть Зилаирской зоны оказываются полностью поднятыми выше уровня океана и только узкие приразломные грабены-прогибы заполнялись грубой континентальной молассой, на юге частично красноцветной.

Между тем наиболее внешняя зона геосинклинали, Западно-Уральская вместе с западной частью Зилаирской зоны продолжала испытывать устойчивое погружение в условиях сохранения морского режима. Но накопление карбонатных осадков сменилось в среднем карбоне накоплением терригенной флишевой формации, продолжавшимся в течение позднего карбона и ранней перми и захватившим также будущее восточное крыло Предуральского прогиба. Западное крыло еще принадлежало платформе, но в конце карбона оно начало испытывать все более резкое флексурное опускание с образованием над флексурой барьерного рифа. Между этим рифом и зоной флишенакпления к началу перми обособился глубоководный желоб с отложением маломощных карбонатно-кремнисто-глинистых осадков. Тем самым было положено начало существованию Предуральского прогиба.

В начале перми поднятие внутренних зон Урала усилилось, создав горный рельеф и прекратив дальнейшее накопление осадков, и стало распространяться на Западно-Уральскую зону. Крупнообломочный материал в артинском веке достиг внутреннего крыла передового прогиба, и флишевая формация уступила место морской сероцветной молассе. В кунгурский век этот прогиб, зажатый между Палеоуральской горной страной и подвергавшейся осушению Русской плитой, а на юге также ограниченный новообразованными складчатыми сооружениями северного Каспия и южной Эмбы, стал зоной накопления эвапоритов, в его осевой части представленных каменной и калийной солями. Накопление эвапоритов должно было начаться либо в глубоководных условиях (А. Л. Яншин, М. П. Фивег), либо в условиях внутриконтинентальной депрессии с дном, лежащим на несколько сот метров ниже уровня океана (Л. В. Копнин), подобно тому, как это предполагается ныне для позднемiocенового Средиземного моря. В пределах крайнего северного звена Предуральского прогиба — в Воркутинской (Косью-Роговской) впадине — гумидный климат воспрепятствовал соленакоплению и обусловил замещение соленосной молассы угленосной, образующей Печорский (Воркутинский) угленосный бассейн.

В позднепермскую и раннетриасовую эпоху заполненный почти до уровня океана эвапоритами Предуральский прогиб становится областью накопления красноцветной лагунно-континентальной молассы. Это свидетельствует о новом усилении подьема Урала после его заметного ослабления в кунгурском веке. В среднем триасе большая часть прогиба подвергалась полному осушению и только на крайнем севере и крайнем юге продолжалось накопление осадков той же формации.

На пермский и триасовый периоды приходится окончательное оформление покровно-складчатой структуры Урала, в особенности его внешних зон. Во внутренних зонах основные черты этой структуры должны были наметиться значительно раньше; как указывалось выше, в Тагильской зоне (ее южной части) уже верхнелудловские — нижнедевонские слои характеризуются пологим залеганием; в Восточно-Уральской антиклинорной зоне это относится к отложениям, начиная со среднего девона, в Восточно-Уральском и Кустанайском синклинориях и Зауральском антиклинории — с верхнего визе — намюра, в Магнитогорском синклинории — со среднего карбона. Блоковые движения вдоль субвертикальных разломов¹ в восточноуральских зонах и в Зауралье, наложенные на складчатость, начались не

¹ Именно эти разломы в основном и зафиксированы на профилях ГСЗ, хотя в последнее время выявляются и наклонные разломы.

позднее позднего карбона, судя по возрасту выполнения приуроченных к ним приразломных прогибов. На раннюю пермь приходится главная (или заключительная) фаза становления гранитных батолитов Восточного Урала и Зауралья, судя по резко выраженному максимуму радиометрических датировок (17% из 36% для всех герцинских гранитоидов — Пронин, 1971).

В противоположность восточным зонам, структура западных зон начала оформляться в основном лишь с перми, хотя на периферии Центрально-Уральской зоны отчетливо проявились позднекаледонские движения. Первой фазой позднегерцинского тектогенеза на Урале явилась, очевидно, фаза на границе артинского и кунгурского веков, судя по большей дислоцированности артинских и более древних отложений по сравнению с кунгурскими в восточном крыле Предуральского прогиба. С этой фазой, соответствующей заальской фазе Западной Европы, совпадает и отмеченный выше пик гранитообразования на востоке Урала; она отчетливо выражена и в герцинидах южного обрамления Русской плиты (Донецко-Каспийская зона).

Следующая фаза, вероятно, проявилась в конце перми, но она плохо документирована. Можно лишь предполагать, вслед за И. Д. Соболевым, что к этому времени завершилось формирование складчато-надвиговой структуры Западно-Уральской зоны. Что же касается большей части Предуральского прогиба, то его заключительные деформации приходится уже на средний триас. В прогибе перед Полярным Уралом и в зоне дислокаций хребта Чернышева возраст этих деформаций повышается до конца триаса, причем триасовые отложения включают здесь покровы базальтов. Еще большее значение имели движения конца триаса — начала юры в Пайхойско-Новоземельской системе, где к этой эпохе относится и внедрение гранитов.

На Урале, как и в герцинских складчатых системах Европы и Средней Азии, к орогенному периоду относятся крупные сдвиговые перемещения, в последнее время наиболее детально описанные К. П. Плюсниным (1971). Сдвиги здесь в основном продольные и косопродольные, что затрудняло их выявление; характер смещений левосторонний.

В Зауралье, в Восточно-Уральском синклинии, но в особенности на Зауральском поднятии палеозойский фундамент в поздней перми — начале триаса был разбит субвертикальными разломами, вдоль которых в конце перми, раннем и среднем триасе происходили излияния базальтов и липаритов туринской серии, сохранившиеся затем в приразломных впадинах. Вулканы переслаиваются с континентальными осадками молассоидного типа. Эти образования могут рассматриваться как переходные от орогенных к тафрогенным. Собственно тафрогенными являются рэт-лейасовые угленосные осадки, выполняющие новую серию грабен. Образование ограничивающих грабены разрывов и деформация их осадочно-вулканогенного выполнения являются отражением тех же эпох тектогенеза — среднетриасовой и раннеюрской (древнекиммерийской), которые ответственны за складчатые деформации на западной периферии Урала. Примечательно, что в древнекиммерийскую фазу разрывы по бортам грабен были преобразованы в надвиги с амплитудой до 4—5 км.

Платформенный этап (юра—кайнозой). В целом триас являлся переходным от орогенного к платформенному этапам развития Урала. Собственно платформенный этап начался в юре после того, как складчатая система подверглась полной пенеппенизации. Со средней юры восточная часть системы стала втягиваться в нарастающие опускания Западно-Сибирской мегасинеклизы, южная — Туранской плиты, но при этом антиклинальные зоны обнаружили тенденцию к отставанию в этом процессе. Эта дифференциация наиболее отчетливо проявилась на Южном Урале, где наблюдается чередование депрессий, выполненных рэт-юрскими и более молодыми осадками (Орско-Примугоджарская и др.), и поднятий, на которых эти осадки не отлагались.

По бортам депрессий происходили повторные подвижки по более древним разломам. В сеноне большая часть Урала оказалась покрытой морем; на крайнем севере и юге моря Русской плиты соединились через Урал с морями Западной Сибири и Тургая. Значительная трансгрессия имела место и в эоцене, когда такое соединение, возможно, произошло и на Среднем Урале, на широте Свердловска.

Неотектонический этап. Новый (неотектонический) этап развития Урала — этап тектонической активизации — начался в олигоцене. К концу олигоцена вся территория Урала была поднята выше уровня океана. Усиление воздыманий имело место в середине миоцена — начале плиоцена, в середине и конце плиоцена, во второй половине четвертичного периода; их общая амплитуда достигает 500—700 м. Поднятия носили сводово-блоковый, несколько дифференцированный характер, о чем свидетельствует, в частности, существование тектонических уступов по обе стороны Центрально-Уральского поднятия, в Башкирском поднятии, на границе Урала и его передового прогиба, Предсреднеуральского прогиба (Соликамск-Сылвенской впадины) и Уфимского плато Русской плиты, Урала и Западно-Сибирской низменности. Последний уступ наиболее ярко выражен на Северном Урале, где он достигает высоты до 150 м, прослеживается на расстоянии 500 км, и вдоль него наблюдается интенсивное смятие морских осадков палеоцена — эоцена.

Новейшие воздымания затронули в основном зону Центрально-Уральского и Башкирского поднятий и лишь отчасти Западно-Уральскую, Тагильско-Магнитогорскую и Восточно-Уральскую антиклинорную (Мугоджары) зоны. В целом восточные зоны сохранили связанную с развитием Западно-Сибирской мегасинеклизы тенденцию к относительному опусканию. Вероятно, это находится в связи с их большей консолидацией в процессе палеозойских гранитизации и регионального метаморфизма. Сходное объяснение напрашивается для поперечного понижения Урала на широте Перми и Свердловска, но здесь речь должна идти о близости к поверхности древнего, раннедокембрийского фундамента.

Предуральский прогиб на новейшем этапе обнаружил отчетливую тенденцию к возобновлению активных опусканий, особенно на своем среднем и южном отрезках. Она проявилась уже в накоплении континентальных угленосных олигоцен-миоценовых отложений в Бельской впадине, а затем в проникновении Акчагыльского моря в Камскую и Бельскую впадины; четвертичные отложения также обнаруживают повышенную мощность в этих впадинах.

В общем новейшая активизация поднятий Урала не лишила подавляющей его части платформенного характера; лишь на некоторых участках (Приполярный Урал) он приобрел альпийский рельеф. В целом это не настоящий эпиплатформенный ороген, не возрожденная, а лишь омоложенная горная страна, неравномерно активизированный участок эпигерцинской платформы.

8. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ И ПРОБЛЕМЫ

Принимая во внимание громадную протяженность Уральской геосинклинальной системы, приходится удивляться не тому, что эта система обнаруживает некоторые изменения по простиранию, а, напротив, ее поразительной выдержанности, особенно сохранению контраста между отдельными продольными зонами. Естественно поэтому, что Урал стал классическим примером линейной геосинклинальной системы, разделенной вкрест простирания на мио- и эвгеосинклинальные области.

В настоящее время факт заложения «зеленокаменных» зон Урала на коре океанического типа не может вызывать особых сомнений, тем более

что даже в современном разрезе Урала данные ГСЗ фиксируют залегание позднегеосинклинальных вулканитов в этих зонах непосредственно на «базальтовом» слое коры. Основная проблема, остающаяся нерешенной, касается трактовки выступов гранито-гнейсового основания, наблюдаемых на восточном склоне Урала, и их соотношений с офиолитовыми поясами. Возможны три решения проблемы. 1. Поскольку заложение Уральской палеозойской геосинклинали в пределах области с более древней континентальной корой весьма вероятно, выходы основания могут рассматриваться как обломки этой коры, т. е. как микроконтиненты. 2. Они могут являться ремобилизованными выступами сплошь развитого под возникшими в процессе обдукции офиолитовыми покровами гранито-гнейсового фундамента — восточного продолжения фундамента Восточно-Европейского кратона. 3. Эти выступы могут рассматриваться как очаги формирования континентальной коры среди первичного океанического пространства. Первому предположению противоречит, во-первых, большое количество офиолитовых поясов в пределах Урала и Зауралья; трудно рассматривать каждый из них как реликт отдельного океанического зияния и каждую полосу с выходами гранито-гнейсового основания в качестве самостоятельного микроконтинента. Во-вторых, в пределах Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев наблюдается очень характерное окаймление гранито-гнейсовых куполов и валов с офиолитовой, в основном серпентинитовой оторочкой. Эти обстоятельства свидетельствуют скорее о существовании крупных тектонических перекрытий древнего континентального основания офиолитовыми покровами. Однако данные ГСЗ не подтверждают сплошного развития этого основания под Тагильской и Магнитогорской «зеленокаменными» зонами, если только не допустить, что это основание вследствие глубокого метаморфизма в настоящее время входит в состав геофизического «базальтового» слоя, в чем, впрочем, нет ничего невероятного. Наименее вероятным представляется третье предположение, ибо ему противоречит несогласное срезание внутренней структуры древнего фундамента многогеосинклинальной зоны Урала по Главному Уральскому разлому, указывающее на первоначальное продолжение этого фундамента к востоку, а также его новое появление в Центральном Казахстане. Вместе с тем обращает на себя внимание многократное повторение поднятий и гранитообразования в пределах одних и тех же зон, свидетельствующее об удивительно устойчивом высоком тепловом потоке. Такой сфокусированности теплового потока полнее всего отвечает представление о «горячей точке» (или полосе таких точек) в мантии под соответствующими участками.

С тем или иным решением данного вопроса связано также различное толкование происхождения известково-щелочной ветви уральских палеозойских вулканитов, а равно и гранитоидов. Эти палеозойские магматиты могут быть либо продуктами плавления гранито-гнейсового слоя древней континентальной коры, или, вернее, смешения этих продуктов с поднимающейся из мантии базальтовой магмой (Фролова, 1969), либо результатом выплавления из океанической коры, подвергающейся субдукции в зоне Беньофа. Вряд ли можно сомневаться в существовании таких зон на Урале в палеозое, но реконструкция их положения затрудняется, помимо всего прочего, недостаточной обнаженностью наиболее восточных зон. На самой ранней стадии существования палеозойской геосинклинали зона Беньофа, вероятно, простиралась вдоль Главного разлома ее западного борта; с ней, очевидно, связан глаукофановый метаморфизм в зоне этого разлома и, вероятно, кислый вулканизм позднего венда — раннего кембрия; это была, скорее всего, окраина андского типа. В дальнейшем в данной полосе на верхних уровнях могла происходить обдукция, а на нижних продолжаться субдукция; в этом случае кислые вулканиты и гранитоиды могут иметь своим источником контаминацию континентальной коры, ремобилизованной под

влиянием высокого теплового потока, исходящего из зоны Беньофа. Если же связывать более поздний андезито-липаритовый вулканизм только с субдукцией, необходимо допустить, что начиная с силура функционировала зона Беньофа, наклоненная уже не к западу, а к востоку (Hamilton, 1970) и приуроченная, вероятно, к восточному борту Тагильского, а затем и Магнитогорского бассейнов с океанической корой. Но каково тогда происхождение офиолитовых поясов более восточных зон Урала? Являются ли они реликтами самостоятельных, притом скорее всего более ранних «океанических зияний» или останцами покровов, происходящих из Тагильской и Магнитогорской зон? Но в последнем случае здесь также должна была проявиться не только субдукция, но и обдукция.

Как видно, многое еще остается неясным, и прежде всего надо разобраться в самой структуре и стратиграфии древних, доордовикских толщ восточного склона Урала и Зауралья. По сравнению с этой главной проблемой более второстепенными представляются вопросы о масштабе шарьяжных явлений на западном склоне Урала и некоторые другие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, 1973. 391 с.
- Беккер Ю. Р. Докембрий Урала. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974. 225 с.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. М., МОИП, 1947. 143 с.
- Войновский К. Г. Очерки тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Статья первая. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1966, № 4, с. 5—29.
- Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — «Труды Горногеол. ин-та УФАН СССР», вып. 32, 1959. 373 с.
- Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, т. I, 1971. 408 с., т. II. 1973. 530 с.
- Геология СССР, т. II, Архангельская, Вологодская области и Коми АССР, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1963, 1079 с.; т. XII, Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, Геологическое описание, кн. 1. 723 с. и кн. 2. 304 с., 1969; т. XIII, Башкирская АССР и Оренбургская область, Геологическое описание, М., «Недра», 1964. 655 с.; т. XXI, Западный Казахстан, Геологическое описание, кн. 1. 879 с. и кн. 2. 343 с. М., «Недра», 1970.
- Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968. 383 с.
- Горский И. И. Урало-Новоземельская складчатая область. Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., «Госгеолтехиздат», 1958. 384 с.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974. 230 с.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974. 200 с.
- Лучинин И. Л. Некоторые новые данные о полицикличности развития Уральского подвижного пояса. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 4, с. 927—930.
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. — «Труды Ин-та геол. УФАН СССР», 1965, вып. 73. 170 с.
- Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М., «Наука», 1973. 100 с.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвинской депрессии. Л.—М., «Гостехиздат», 1949. 207 с.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Уральской геосинклинали в палеозое. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 5, с. 3—11.
- Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. — «Советская геология», № 3, 1974, с. 23—36. Авт.: В. С. Буртман, Ю. Е. Молдаванцев, А. С. Перфильев, С. С. Шульц (мл.).
- Огаринов И. С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., «Наука», 1973. 86 с.
- Охотников В. Н. Западный глубинный разлом Полярного Урала. — «Советская геология», 1968, № 9, с. 103—108.
- Охотников В. Н. Структура и восточная граница северной части Полярно-Уральского поднятия. — «Советская геология», 1973, № 2, с. 80—92.
- Охотников В. Н., Стрельников С. И. Особенности тектоники севера восточного склона Полярного Урала. — «Советская геология», 1974, № 1, с. 129—136.

Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — «Советская геология», 1972, № 12, с. 17—25. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, Н. А. Богданов, В. С. Буртман, А. Л. Кинппер, Г. И. Макарычев, М. С. Марков, А. И. Суворов.

Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968. 223 с.

Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971. 217 с.

Природа Уральской геосинклинали. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 5, с. 7—25. Авт.: С. Н. Иванов, А. А. Ефимов, Л. М. Минкин, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, Г. А. Смирнов.

Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисцикский цикл. М.—Л., «Наука», 1965. 160 с.; Каледонский цикл. Л., «Наука», 1971. 215 с.

Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л., «Наука», 1975. 209 с.

Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М., «Наука», 1973. 132 с.

Ротарь А. Ф. Машакская свита (рифей) на Южном Урале. — «Советская геология», 1974, № 4, с. 116—123.

Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 25—41.

Салоп Л. И., Мурина Г. А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблемы геохронологических границ нижнего рифея. — «Советская геология», 1970, № 6, с. 15—27.

Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. — «Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР», 1957, вып. 29, 119 с.

Смирнов Г. А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 29—37.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. — «Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР», 1961, вып. 60, 85 с.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Ин-т геол. и геохимии УФАН СССР, 1967. 205 с.

Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Т. 1, Свердловск, 1963. 552 с.

Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 9—24. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. С. Перфильев, И. И. Поспелов, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин.

Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974. 290 с.

Фролова Т. И. Количественная характеристика вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т. 3, Свердловск, 1969, с. 43—48.

Хатянов Ф. И. О пространственном положении восточной границы Русской плиты. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 4, с. 935—938.

Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — «Труды Ин-та геол. АН СССР», 1963, вып. 92, с. 35—63.

Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972. 258 с.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 7—25.

Ярош А. Я., Кассин Г. Г. О связи структуры Предуральского краевого прогиба с дорифейским фундаментом на территории Среднего Урала. — «Труды Свердл. горн. ин-та», 1972, вып. 83, с. 26—31.

Fundamental features in the structure and evolution of the Urals. — «Am. Journ Sci», v. 275-A, 1975, p. 107—130. Auth.: S. N. Ivanov, A. S. Perfiliev, A. A. Efimov, G. A. Smirnov, V. M. Necheukhin, G. B. Fershtater.

Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 81, 1970, p. 2553—2576.

ДОПОЛНЕНИЕ

На Полярном Урале гнейсово-амфиболитовая толща, ранее рассматривавшаяся как продукт глубокого метаморфизма рифейского комплекса, теперь считается более древней, скорее всего раннедокембрийской (Л. Л. Подсосина). Между тем, именно северо-западная ориентировка ее внутренней структуры, особенно в ядре Харбейского антиклинория, послужила основой для вывода о резко несогласном наложении «уралид», на «доуралиды» (теперь оказывающиеся карелидами) и продолжении байкалит в северо-восточную часть Тимано-Печорской плиты с отсутствием здесь более древнего массива. Все эти представления, очевидно, подлежат пересмотру.

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЗАПАДНАЯ АЗИЯ

Глава IX

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА АЗИИ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Азия не только самый крупный, но и самый сложный по структуре континент Земли. В отличие от всех других континентов он является «многоядерным» — в состав Азии вошла не одна, как у всех других континентов, а по меньшей мере три древних платформы — С и б и р с к а я, К и т а й с к а я (иногда рассматриваемая как две самостоятельные Китайско-Корейская и Южнокитайская) и И н д о с т а н с к а я. Индостанская платформа, представляя обломок Гондванского суперконтинента, чужда остальной структуре Азии и спаялась с ней лишь в конце эоцена, т. е. всего около 40 млн. лет назад. Между Сибирской и Китайской платформами простирается восточная, широтная часть У р а л о - О х о т с к о г о (Урало-Монгольского, по М. В. Муратову) позднедокембрийско-палеозойского складчатого геосинклинального пояса, известная еще под названием Центрально-Азиатского пояса (Л. П. Зоненшайн и др.). Западная, меридиональная часть Урало-Охотского пояса разделяет Восточно-Европейский и Сибирский кратоны. Второй крупнейший складчатый геосинклинальный пояс — С р е д и з е м н о м о р с к и й протягивается между Восточно-Европейским и Китайским кратонами, с одной стороны, и Африкано-Аравийским и Индостанским — с другой. На участке между низовьями Амударьи и Таримским выступом Китайского кратона он соприкасается с Урало-Охотским поясом. На востоке, в Индокитае и Индонезии Средиземноморский пояс смыкается с западной частью Тихоокеанского пояса. Восточная окраина Азии, включая окаймляющие ее окраинные моря и островные дуги, принадлежит Тихоокеанскому поясу.

Значительная часть палеозойских складчатых систем Азиатского материка, включая байкальские, особенно в пределах Центральной Азии, подверглась интенсивной активизации на новейшем, неотектоническом, этапе развития (начиная с конца эоцена). Вследствие этого в рельефе Азии господствуют не только молодые горные сооружения альпийского Средиземноморского пояса — от Кавказа и Понта до Гималаев и Бирманских цепей, но и возрожденные типа Тянь-Шаня, Гиндукуша, Памира, Алтая, Саян, Куньлуня, Нань-Шаня, Цзиньлиня и др. Активизация затронула также значительные участки Сибирской (особенно на юго-востоке), Китайской (на западе) и Индостанской (на юге) древних платформ, превратив их в высокие нагорья и плоскогорья.

Наиболее пониженные пространства Азиатского материка — равнины, низменности соответствуют прежде всего тем частям фанерозойских складчатых геосинклинальных поясов, которые в мезозое и кайнозое утратили подвижность, претерпели погружение, покрылись мощным осадочным чехлом и превратились в плиты молодых платформ. Таковы За п а д н о - С и б и р с к а я, Т у р а н с к а я, Д у н б э й с к а я плиты. Рав-

нинным рельефом характеризуются также не затронутые молодым вторичным орогенезом участки древних платформ; измененности выражены и предгорные прогибы, вроде Предерхоянского, Предсулейма и Киртарского или Предгималайского.

По степени геологической изученности Азия, кроме азиатской территории СССР и Японских островов, заметно уступает Европе, Северной Америке, Австралии. До недавнего времени это отставание было очень велико и на геологической карте Азии оставались крупные белые пятна, особенно в Центральной Азии. В последние годы достигнут большой прогресс и это позволило в 1974 г. издать в СССР новую геологическую карту Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 уже без белых пятен. Тем не менее значительные пространства Восточной Азии, особенно Каракорум, Тибет, Куньлунь, остаются еще очень слабо изученными и это затрудняет синтез тектоники материка. Неудивительно, что после знаменитой «Тектоники Азии» Э. Аргана (1922 г.), представляющей скорее смелый и талантливый прогноз, чем систематическую сводку имеющихся данных, долго никто не решался создать такую сводку, пока коллектив советских геологов под общим руководством А. Л. Яншина не составил тектоническую карту Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 и обширную объяснительную записку к ней — монографию «Тектоника Евразии» (1966). Лишь по немногим азиатским странам, таким как Монголия, КНР, КНДР, Япония, Индия (фактически Индостан), Малайзия, Индонезия имеются обобщающие геологические или тектонические монографии и притом часть этих монографий (например, классический труд Р. В. Ван Беммелена по Индонезии) уже значительно устарела.

Уже в предыдущем, «европейском» разделе данной книги автору пришлось вторгнуться в пределы Азии, рассмотрев строение Мизийско-Туранской молодой платформы и Уральской герцинской складчатой системы. В рамках этой книги «Региональная геотектоника» из остальной территории Азии будет освещена лишь северо-западная ее часть, находящаяся в основном в пределах Советского Союза; остальная же часть континента должна быть рассмотрена в следующей книге.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ, 1935. 192 с.
 Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 487 с.
 Termier H. et G. L'évolution de la lithosphère. II. Orogénèse. Fasc. I, P., Masson et Cie, 1956. 498 p.

Глава X

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

1. ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Складчатая геосинклиналиная область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (рис. 82) находится в западно-центральной части Урало-Охотского (Монгольского) геосинклиналиного пояса, в тылу периферических позднегерцинских систем Урала и Южного Тянь-Шаня, между этими

системами и занимающей осевое положение в поясе также позднегерцинской, Обь-Зайсанской системой. Географически рассматриваемая область расположена между Западно-Сибирской низменностью на севере, Тургайским прогибом, Аральским морем и Центральными Кызылкумами на юго-западе и Южным Тянь-Шанем на юге, долиной р. Иртыш на востоке и северо-востоке; она включает Казахский «мелкосопочник» и высокую горную систему Северного Тянь-Шаня. Геологические (тектонические) границы определяются крупными разломами, частично проявленными на поверхности, но большей частью скрытыми молодым осадочным чехлом и установленными геофизическими методами. На западе таким разломом является Центрально-Тургайский разлом и его продолжение в Восточном Приаралье и в южной части Западно-Сибирской плиты. На северо-востоке пограничный Калба-Чингизский разлом протягивается по левобережью Иртыша вдоль северо-восточного крыла Чингизского антиклинория, между ним и Чарской зоной Обь-Зайсанской системы. Северо-западнее он прослежен геофизическими методами на юге Западно-Сибирской плиты; здесь он смыкается с продолжением Центрально-Тургайского разлома, ограничивая вместе с последним погребенный северный выступ Казахстано-Тяньшаньской области, вошедший в средней — поздней юре в состав Западно-Сибирской плиты. На юге ограничение области является наименее четким; вероятно его следует проводить вдоль Южно-Ферганского разлома и его продолжения в пределы Кызылкумов и восточного обрамления Ферганской впадины. Выделяемая в указанных границах область имеет форму несколько вытянутого к востоку равнобедренного треугольника с округленными углами. Длина основания этого треугольника ~2500 км; высота треугольника около 1800 км. Большая часть области находится на территории Советского Союза, в основном в пределах Казахской ССР и Киргизской ССР, и лишь юго-восточный угол заходит на территорию Китайской Народной Республики.

Казахстано-Тяньшаньская область обладает весьма сложным и гетерогенным строением. Известное единство ей придают следующие черты: 1) относительно широкое распространение докембрийских, в частности раннедокембрийских, образований; 2) практически повсеместное (за исключением Джунгаро-Балхашской системы?) проявление и решающее значение каледонского тектогенеза; 3) определенная общность структурного плана: складчатые системы образуют крупную дугу, полого выпуклую сначала к востоку, потом к югу, более резко изогнутую в центре и стянутую на северо-востоке Чингиз-Тарбагатайской хордой.

Структура складчатого основания Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня создана в результате проявления нескольких эпох тектогенеза: конца архея, конца раннего или среднего протерозоя (карельской), конца среднего рифея (гренильской или исседонской, по Ю. А. Зайцеву, 1974), байкальской (на юго-западе и юге), каледонской, герцинской. В зависимости от относительной роли деформаций и гранитного магматизма разного возраста в составе области различаются отдельные складчатые системы и срединные массивы. Наиболее западной является Ишимско-Нарынская складчатая система миогеосинклиального характера, на севере Ишимско-Байконурская зона, имеющая каледонский (раннекаледонский) возраст, а на юге — Каратау-Нарынская зона, представляющая двухъярусное каледоно-герцинское сооружение. Эта последняя зона, нередко выделяемая в Срединный Тянь-Шань, включается в состав рассматриваемой области не всеми исследователями. Принимая, однако, во внимание ведущее значение и для нее каледонского тектогенеза, мы следуем А. А. Богданову (1965) и относим эту зону к той же области, что и более северные зоны Тянь-Шаня. К западу от Ишимско-Нарынской системы выделяют, в значительной мере гипотетически, полностью скрытый

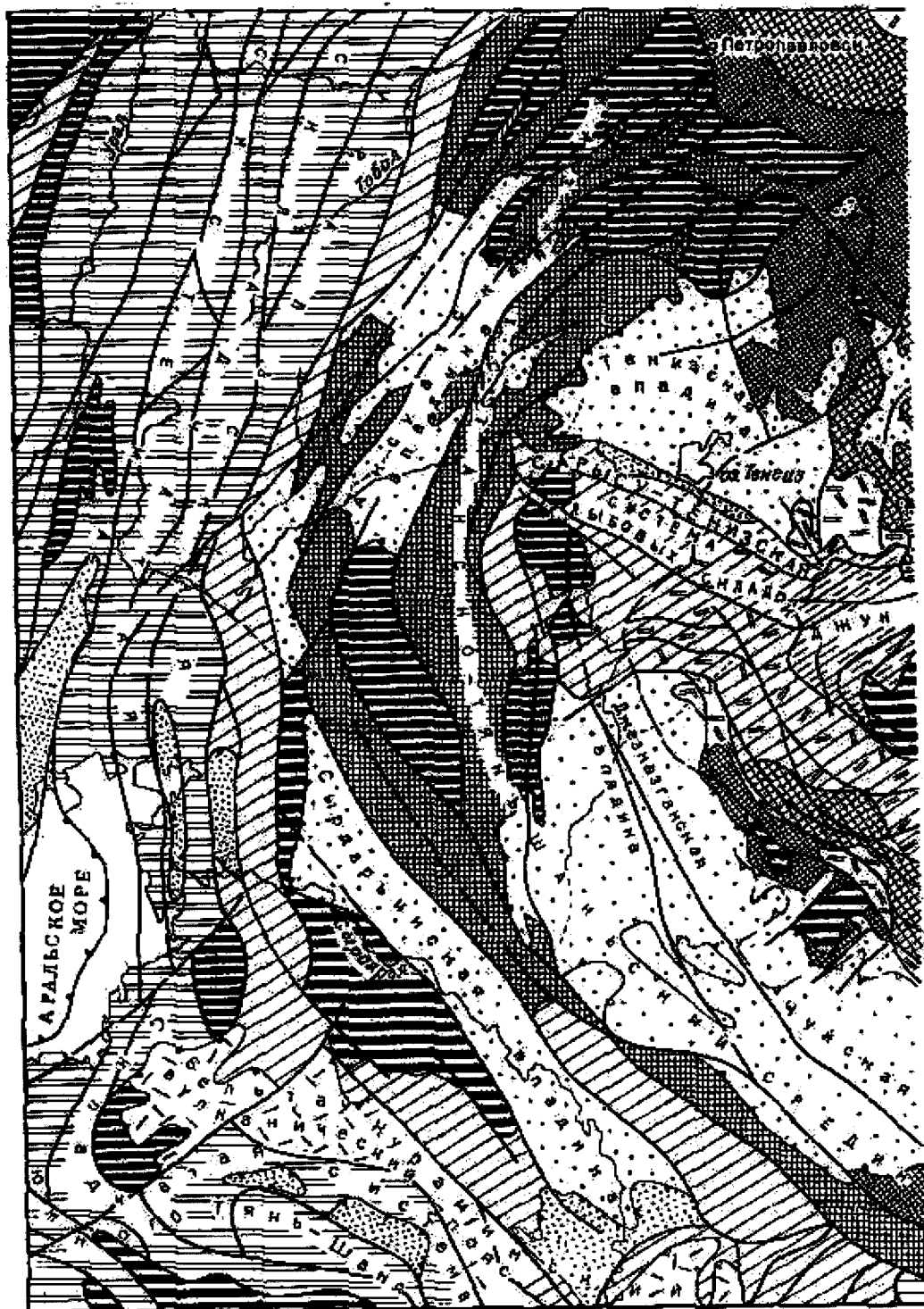


РИС. 82. Схема тектонического районирования докембрийского фундамента Центрально-

1 — наиболее крупные выступы докембрийского гранито-метаморфического фундамента; 2—5 — области каледонской складчатости; 2 — раннекаледонские складчатые системы (конец ордовика) — загесоинклиналитные (а), «скинзагесоинклиналитные» (б), 3 — позднекаледонские складчатые системы (средняя палеозойская) — загесоинклиналитные (а), «скинзагесоинклиналитные» (б), 4 — подкаледонский (девонский) краевой вулканический пояс, 5 — южнокаледонский дислоцированный чехол Казахстанско-Тяньшаньского среднего массива; 6—7 — области герцинской складчатости; 6 — среднегерцинские складчатые системы (юг-восток среднего кряжа) — мезгесоинклиналитные (а) и загесоинклиналитные (б), 7 — поднегерцинские складчатые системы («скинзагесоинклиналитные» (а) и загесоинклиналитные (б)).

молодым чехлом Тургайско-Сырдарьинский срединный массив, а к востоку от нее Кокчетавско-Муюнкумский массив, в строении обоих основную роль играют глубоко метаморфизованные и гранитизированные образования докембрия. Кокчетавско-Муюнкумский массив с востока окаймляется эвгеосинклинальной позднекаледонской системой. Внутри крутой дуги, образованной последней, находится Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система. Крайнее северо-восточное положение в области занимает Чингиз-Тарбагатайская каледоно-герцинская складчатая система выдержанного северо-западного простирания.

После герцинского тектогенеза, в мезозое вся область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня вступила в этап платформенного развития. Однако в конце палеогена на территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау платформенный режим сменился орогенным, благодаря чему она вошла в состав огромного Центрально-Азиатского орогена, в то время как Центральный Казахстан испытал лишь относительно слабую (местами умеренную по интенсивности) активизацию, сохранившую его в качестве щита молодой Евразийской платформы. Общность предыдущей истории и структуры складчатого основания Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня представляется более важной, чем эти различия в ходе новейшего развития, и оправдывает, на наш взгляд (таково мнение и ряда других исследователей), их объединение в одну тектоническую область.

Геологическая и геофизическая изученность области (в границах СССР) представляется достаточно высокой, хотя некоторые, притом кардинальные, вопросы еще остаются спорными и ждут своего решения. Это касается, прежде всего, возраста древнейших метаморфитов и офиолитовых комплексов, роли последних в структуре области, степени развития надвигово-покровных структур, строения закрытых молодым чехлом участков и некоторых других.

В геологическом и, в частности, тектоническом изучении Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня основополагающее значение имели работы Н. Г. Кассина и В. А. Николаева. Ученики и последователи Н. Г. Кассина и, прежде всего, Р. А. Борукаев и Е. Д. Шлыгин составили затем казахстанскую школу геологов. Работы московской академической экспедиции под руководством Н. С. Шатского положили начало новому направлению в освещении тектоники Центрального Казахстана. В дальнейшем здесь плодотворно работала и продолжает работать экспедиция МГРИ и МГУ, основанная А. А. Богдановым. В пределах Северного Тянь-Шаня основные тектонические исследования на протяжении многих лет ведутся В. И. Кнауфом и В. Г. Королевым. Значительные работы во всем регионе выполняются и геологами ВСЕГЕИ. Наш обзор строения Казахстано-Тяньшаньской области мы начнем с ее древнейшего «ядра» — Кокчетавско-Муюнкумского массива.

2. КОКЧЕТАВСКО-МУЮНКУМСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Как отмечалось выше, наиболее древним устойчиво консолидированным элементом структуры Казахстано-Тяньшаньской области является срединный массив с фундаментом из раннедокембрийских глубокометаморфизованных пород, протягивающийся полосой шириной в 300—500 км в субмеридиональном направлении из Северного Казахстана в Северную Киргизию, т. е. на расстояние порядка 1500 км. Можно предполагать, что первоначально, до среднего или позднего рифея этот массив составлял единое

целое с более западным Тургайско-Сырдарьинским погребенным массивом, т. е. имел ширину вдвое больше современной.

В настоящее время докембрийский фундамент массива выходит на поверхность в трех районах Центрального Казахстана — в Кокчетавском, Улутавском и Восточно-Бетпакалинском массивах — и в ядрах складчатых сооружений Северных хребтов Северного Тянь-Шаня. Самой крупной и сохранившей наибольшую монолитность из этих глыб является Кокчетавская глыба, часто также именуемая массивом (Е. Д. Шлыгин и др.).

Кокчетавская глыба, расположенная на северо-западе Центрального Казахстана, имеет близкую к изометричной форму с некоторой вытянутостью в широтном направлении (размеры по ширине до 340 км, по длине — до 200 км). Северная часть перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Наиболее древние образования фундамента глыбы, выделенные в зерендинскую серию и представленные гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма имеют, скорее всего архейский возраст, хотя их радиометрические датировки не превышают 1600 млн. лет. Зерендинская серия формирует крупные поднятия типа гранито-гнейсовых куполов, которые окаймляются синклинорными зонами, выполненными метавулканитами (в низах кислыми и средними, в верхах более основными) ефимовской серии. Ефимовская серия не моложе 1400—1300 млн. лет; ее принадлежность к нижнему протерозою (Зайцев, Филатова, 1972) более вероятна, чем к нижнему рифею (Розен, 1971).

Резко несогласно поверх этих скорее всего раннедокембрийских образований залегают отложения рифея: кислые вулканиты, серицито-хлоритокварцевые и углистые сланцы и доломиты среднего рифея и кварцито-песчаники (кокчетавская свита) верхнего рифея. Относимая к венду осадочно-вулканогенная николюско-бурлукская серия венчает разрез докембрия массива и развита преимущественно по его периферии и лишь небольшими участками в центральной части. Кембрийские отложения на массиве отсутствуют, и его разрез завершается сравнительно маломощными терригенными отложениями ордовика, выполняющими пологие наложенные мулды. Больше половины площади массива занимают крупные плутоны позднеордовикских гранитоидов (Зерендинский, Боровский и др.).

Практически по всему периметру массив ограничен каледонскими синклинориями, выполненными в основном мощным ордовиком и отделенными от массива крупными конседиментационными разломами; местами вдоль них выступают тела ультрабазитов. Последние породы известны местами и внутри массива, где они контактируют с отложениями до вендских включительно; их тектоническая позиция остается недостаточно изученной.

Позднекаледонскими, частично более древними и более молодыми разломами Кокчетавская глыба разделена на ряд блоков, обладающих своими структурными особенностями.

Приведенные данные показывают, что начало кратонизации Кокчетавской глыбы относится еще к предрифейскому времени, что она была уже значительно консолидирована к позднему рифею и окончательно, после некоторой активизации в ордовике — к концу ордовика. Длительная активность ограничивающих глыбу разломов подчеркивается распространением девонских (D_{2+3}) орогенных вулканитов в ее западном и южном обрамлениях и приразломных синклиналей выполненных средним — верхним палеозоем, вдоль тех же швов (О природе границ..., 1968). От более южных частей срединного массива Кокчетавская глыба отделяется широтным Калмыккульским каледонским синклинорием.

Улутавская глыба в отличие от Кокчетавской вытянута в меридиональном направлении, в соответствии с простираем господствующих в ее пределах нижнепротерозойских толщ. Последние слагают в фундаменте глыбы протяженный Карсакпайский синклинорий — типич-

ный представитель карельских джеспилито-вулканогенных шовных складчатых систем. При ширине всего в 10—20 км, этот синклиниорий прослежен на 350 км на поверхности и еще на 100 км южнее, под чехлом Джезказганской впадины. Его осадочно-вулканогенное выполнение состоит (Филатова, 1976) в нижней части из дацито-кератофировой (лептитовой) осадочно-вулканогенной формации (аралбайская серия) мощностью около 7 км, а в средней — джеспилитоносной спилитовой зеленосланцевой формации (карсакапайская серия) мощностью в 4,5 км. Разрез завершается кислыми метавулканитами — порфироидами, также весьма значительной мощности (жйдинская серия). Несогласно залегающая выше вулканогенно-обломочная формация близкого состава (майтюбинская серия) имеет, вероятно, уже среднепротерозойский возраст. Внутренняя структура синклиниория характеризуется сложной и мелкой складчатостью восточной вергентности; складки часто изоклиналильной формы. На западе синклиниорий по Карсакапайскому разлому надвинут на смежную Майдюбинскую зону («антиклиниорий»), сложенную среднепротерозойской порфиroidной формацией. Эта зона, в свою очередь, сменяется по разлому каледонским Байконурским синклиниоидом; ограничение последнего скрыто под меловым Тургайским прогибом.

На востоке Карсакапайский синклиниорий граничит с Улутавским синклиниоидом, в котором выступает древнейшая в Улутау серия кристаллических сланцев, вероятно, архейского возраста. Она образует сравнительно крупные складки — гнейсовые валы, осложненные как обычно, мелкой складчатостью и плейчатостью. В осевой части антиклиниория выступают карельские гранито-гнейсы, а вдоль ограничивающих его с запада и востока разломов тела серпентинизированных гипербазитов. По другую сторону Восточно-Улутавского разлома простирается синклиниорий, выполненный нижнепротерозойской аралбайской серией (см. выше), прорванной ордовикскими гранитоидами, и отличающийся очень напряженной структурой, несколько уступающей к востоку.

В современной структуре докембрийский фундамент Улутавского поднятия вместе с окаймляющим его с запада каледонским складчатым комплексом Байконура обнажается в ядрах крупных брахиформных и куполовидных поднятий герцинского возраста и по существу платформенного типа. Выполняющий депрессии между этими поднятиями герцинский комплекс смят значительно более интенсивно, чем на их крыльях и образует линейные складки, осложненные взбросо-надвигами восточной вергентности. В целом складчатость герцинского комплекса здесь связана с подвижками блоков фундамента и носит либо отраженный (складки облекания), либо приразломный и надразломный характер. На севере Улутавская глыба нарушена и обрезана разрывами северо-западного простираения, на юге скрывается под чехлом Джезказганской впадины, на востоке торцово сочленяется с блоково-складчатой зоной Сарысу-Тенизского водораздела, на западе ее окаймляет молодой Тургайский прогиб.

Раннедокембрийский фундамент в пределах северной половины срединного массива выступает еще в юго-восточном обрамлении Джезказганской впадины в центральной Бет-Пак-Дале. Это так называемая Чуйская глыба, сложенная в основном зеленосланцевой джеспилитоносной порфиroidной серией, вероятно, аналогичной карсакапайской, смятой в сложные, дисгармоничные складки северо-западного простираения. С северо-востока Чуйская глыба тектонически, вероятно, по глубинному надвику граничит с каледонской Жалаир-Найманской складчатой зоной, входящей в Ерементау-Чуилийскую систему.

Далее к юго-востоку древний фундамент рассматриваемого массива выступает по обе стороны Чу-Сарысульской впадины на северо-западном окончании хр. Кендыктас, в западной части Киргизского хребта (Макбальский горст) и на восточном окончании впадины в районе Ак-Тюза, между Заилий-

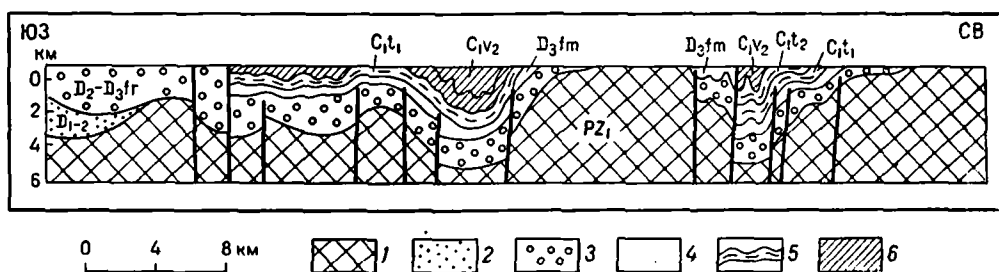


РИС. 83. Разрез через Айдагарминскую и Кагыльскую грабен-синклинали и Куяндинскую горст-антиклиналь Сарысу-Тенизской зоны (по В. Г. Тихомирову).

1 — нижний палеозой; 2 — нижний — средний девон; 3 — средний девон — фран; 4 — фамен; 5 — турне; 6 — визе

ским Алатау и Терсей-Алатау. Находящаяся еще юго-восточнее Иссыккульская глыба (срединный массив) представляет собой, очевидно, обломок той же области эпикарельской консолидации.

Геотектонические исследования показали, что в южной части Чу-Сарысульской впадины древний кристаллический фундамент залегает на небольшой (1—2 км) глубине. То же касается района перемычки между Джезказганской и Чу-Сарысульской впадинами. Но на других участках массива раннедокембрийский фундамент подвергся значительной переработке, раздроблению и погружению. В особенности это относится к району верховьев р. Ишим, где в тело массива между Кокчетавской и Улутавской глыбами с запада вдается довольно широкая полоса каледонид, в составе которой обычно выделяются Калмыккульский синклинорий (на севере) и Джаркаинагачский антиклинорий (на юге). В строении этой Верхнеишимской полосы каледонид участвуют геосинклиальные кремнисто-терригенные формации верхов докембрия ($R_3 + V$) — кембрия (ϵ) — ордовика, завершающиеся верхнеордовикским флишем или вулканитами. В зоне тектонического контакта с Кокчетавской глыбой известны тела ультрабазитов и раннекаледонских (позднеордовикских) гранитоидов; последние внедрены также в ядро Джаркаинагачского антиклинория, в то время как на восточном, торцовом замыкании Калмыккульского синклинория распространены более молодые, позднекаледонские (D_{1+2}) гранитоиды. Складчато-разрывные деформации заметно более интенсивны в антиклинории (узкие линейные складки, протяженные продольные разрывы), чем в синклинории.

На востоке каледонская складчатая зона Верхнего Приишимья уходит под наложенную Тенизскую впадину. Между этой впадиной и более южной Джезказганской и к востоку от северного Улутау в близширотном направлении простирается весьма своеобразная Сарысу-Тенизская блоково-складчатая зона. Она состоит из чередования сравнительно узких, но протяженных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей (рис. 83). В ядрах первых на поверхность выступает докембрийский и каледонский фундамент, вторые образованы в основном мощной карбонатной формацией верхнего девона — нижнего карбона, дисгармонично смятой в мелкие складки. От каледонского складчатого комплекса эта формация отделяется вулканогенной молассой нижнего — среднего девона. Общая мощность герцинского комплекса достигает 6—8 км. В данной зоне наблюдается наиболее резкое различие структурного плана додевонских образований, с одной стороны, и более молодого палеозоя, с другой — первый, т. е. каледонский структурный план, имеет в основном меридиональную ориентировку, второй, герцинский, — северо-западную. На востоке Сарысу-Тенизская блоково-складчатая зона упирается в дугу девонского вулканического пояса (см. ниже).

Сарысу-Тенизская зона разделяет две крупные позднегерцинские впадины, наложенные на Кокчетавско-Муюнкумский массив, — Тенизскую на севере и Джезказганскую на юге.

Тенизская впадина неправильно изометричных очертаний, 300—350 км в поперечнике, несколько удлиненная в широтном направлении, резко несогласно наложена на докембрийско-каледонские структуры массива и выполнена верхнепалеозойскими вторично-орогенными формациями — красноцветной среднего — верхнего карбона, сероцветной и пестроцветной — перми. Первая подстилается квазиплатформенной карбонатной формацией верхов девона — нижнего карбона, общей с Сарысу-Тенизской зоной, но несколько меньшей мощности (на севере). Общая мощность среднего и верхнего палеозоя достигает на юге и западе впадины 7 км, из них верхний палеозой 3—3,5 км. Структура впадины осложнена пологими конседиментационными брахискладками, на юго-западе явно надразломными, на остальной площади наследующими складчатые деформации фундамента.

Джезказганская впадина, в отличие от Тенизской отчетливо вытянута в северо-западном — юго-восточном направлении, достигая 800 км в длину при ширине до 300 км. Она выполнена аналогичным комплексом отложений среднего и верхнего палеозоя мощностью до 4—5 км. Отличием служит развитие соленосной формации на рубеже девона и карбона и локально также в верхах нижней перми. С первой из этих формаций связаны проявления соляного диапиризма в юго-западной части впадины — так называемые Сарысуские купола. Для остальной ее площади характерны обычные брахискладки — меридионального простираения на западе (к западу от погребенного продолжения Восточно-Улутавского разлома), широтного на востоке. Красноцветной формации среднего — верхнего карбона подчинены залежи медных руд, в том числе знаменитое Джезказганское месторождение, тяготеющее к узлам пересечения погребенных разломов. Центральная и южная части Джезказганской впадины перекрыты — маломощным (сотни метров) чехлом верхнемеловых и кайнозойских, континентальных в основном отложений. По этим отложениям Джезказганская впадина вместе со смежной с юго-востока Чуйской образует единую Чу-Сарысускую депрессию. По палеозою они разделены погребенным поперечным поднятием, лежащим на продолжении Чуйского выступа фундамента.

Чуйская впадина, крайнее юго-восточное звено в системе наложенных позднепалеозойских впадин Кокчетавско-Муюнкумского срединного массива, в северной части вытянута в северо-западном направлении, в южной приобретает почти широтное простираение. На эту ее часть наложен **Фрунзенский предгорный прогиб** — краевая структура альпийского Тянь-Шаня.

Докембрийское, местами каледонское, основание погружено в Чуйской впадине на глубину до 3—4 км и довольно сильно расчленено разломами на приподнятые и опущенные блоки, над которыми в чехле развиты брахиантиклинальные складки, сочетающиеся в валы; известны также соляные купола (к югу от Чуйской глыбы).

Таким образом, если отвлечься от маломощного и незначительно распространенного мезозойско-кайнозойского типично платформенного чехла, в строении Кокчетавско-Муюнкумского срединного массива выделяются следующие структурные комплексы: 1) нерасчлененный раннедокембрийский комплекс, состоящий из архейских глыб и цементирующих их линейных протогеосинклинальных складчатых зон раннего протерозоя; 2) орогенный (?) среднепротерозойский вулканический комплекс; 3) геосинклинальный комплекс раннего (?) — среднего рифея; 4) квазиплатформенный комплекс верхов среднего — низов верхнего рифея (кокчетавская свита и ее аналоги); 5) геосинклинальный комплекс верхов рифея — венда — нижнего палеозоя (раннекаледонский), развитый не повсеместно; 6) орогенный вулканический

комплекс нижнего и среднего девона (позднекаледонский), развитый еще более спорадически; 7) квазиplatformенный¹ комплекс верхнего девона — нижнего карбона (раннегерцинский); 8) телеорогенный позднегерцинский верхнепалеозойский комплекс. Массив представляет, очевидно, обломок эпикарельской континентальной платформы, частично вовлеченный в геосинклинальную переработку в первую половину рифея, затем реконсолидированный, вторично испытавший частичную переработку на каледонском этапе, снова консолидированный в конце этого этапа, неравномерно затронутый позднегерцинскими деформациями (наиболее значительно в Сарысу-Тенизской зоне) и окончательно стабилизированный, вместе со всем Урало-Сибирским поясом, к началу мезозоя.

Северо-Киргизская зона. Наиболее северная зона Северного Тянь-Шаня, которую можно назвать Северо-Киргизской и которая включает хребты Киргизский, Заилийский Алатау, Кунгей- и Терсей Алатау (Ала-Тоо по-киргизски), фактически представляет собой сильно переработанное в каледонском и в меньшей степени в герцинском циклах юго-восточное продолжение Кокчетавско-Муюнкумского массива. Раннедокембрийский фундамент слагает здесь две сравнительно крупные, но в значительной степени погребенные под более молодыми отложениями глыбы — Заилийскую (по В. И. Кнауфу), или Муюнкумскую (по Николаеву—Королеву), и Исыккульскую (по Кнауфу), или Кунгей-Терсейскую (по Королеву), а также выступает в Макальском горсте в западной части Киргизского хребта. В раннем или, скорее, среднем рифее в Киргизско-Терсейской полосе началось прогибание с накоплением песчано-глинисто-известково-доломитовых осадков, сходных, по В. Г. Королеву и др. с рифеем Южного Урала и, подобно последнему, имеющих миогеосинклинальный характер и довольно значительную мощность. Эти образования, состоящие из трех серий, разделенных несогласиями, в свою очередь резко несогласно перекрываются верхнерифейской терсейской серией. Это последнее несогласие является, очевидно, гренвильским; как показал Ю. А. Зайцев (1974), назвавший его и с е д о н с к и м, оно характерно для всего Кокчетавско-Муюнкумского массива. Терсейская серия верхнего рифея в отличие от подстилающих состоит в основном из вулканитов базальтового состава, в том числе спилитов, ассоциирующихся с силицитами, т. е. имеет уже эвгеосинклинальный облик. Она выполняет прогибы по обе стороны возникшего в гренвильскую эпоху Центрально-Терсейского поднятия и была смята в складки перед вендом, согласно сменяющимся кембрием. Терригенный, с участием конгломератов венд рассматривается как байкальская моласса; она распространена в прогибах по обе стороны расширившегося за счет приращения байкальского комплекса Терсейского поднятия (на юге это Чаткало-Нарынская зона).

В раннем палеозое между Заилийским и Исыккульским массивами возник ограниченный разломами сильно пережатый, интенсивно деформированный в конце ордовика Кеминский прогиб, выполненный терригенной формацией кембрия (?) и вулканогенно-осадочной среднего — позднего ордовика суммарной мощностью до 5 км. На самих массивах в это время ($\text{E}-\text{O}_2$) образовался маломощный чехол терригенно-карбонатных осадков, легший с резким несогласием на рифейский складчатый комплекс. В среднем — позднем ордовике по периферии Кеминского прогиба, а также в центральной части Муюнкумского массива накапливался флиш или андезитовые вулканиты; выполнение этих позднекаледонских прогибов и особенно кембро-ордовикский чехол испытали лишь относительно слабые деформации. Позднему ордовика и, возможно, раннему силуру отвечает формирование красноцветной молассы, слагающей мулды, на крыльях которых она не-

¹ Ю. А. Зайцев (1972) считает его в Сарысу-Тенизской зоне миогеосинклинальным.

согласно перекрывает слои кембрия — нижнего ордовика (Тектоника допалеозойских..., 1970). В эту же эпоху, наконец, происходит образование огромных батолитов гранитоидов, ныне выступающих в вершинных частях хребтов Кунгей-Алатау и Терской-Алатау, по периферии Иссыккульской глыбы, а также в западной части Киргизского хребта.

Именно эти граниты, а также верхнеордовикская «красная моласса» определяют каледонский облик Северо-Киргизской зоны, несмотря на то, что нижнепалеозойские геосинклинальные формации в ее строении не играют сколько-нибудь значительной роли.

В конце каледонского и на герцинском этапе Северный Тянь-Шань испытывает общее поднятие, но по его периферии и частично во внутренних частях возникают впадины с накоплением ниже-среднедевонских наземных вулканитов (развиты повсеместно), средне- и верхнедевонских красноцветов, верхневизейско-намюрской терригенно-карбонатной, средне-верхнекарбонной терригенной и местами пермской наземной трахиандезит-базальтовой формаций. Общая мощность этого формационного ряда составляет 2—3 км, достигая на отдельных участках 6—8 км. Его деформации обнаруживают явную связь с изгибами и блоковыми подвижками более древнего основания и не выходят за пределы германотипных. Крупнейшей из таких впадин является Сонкульская, возникшая на южном ограничении зоны, вдоль «линии Николаева». Сонкульская впадина фактически является небольшим передовым прогибом герцинид перед областью эпикаледонской консолидации. Соответственно она имеет резко асимметричное строение с пологим северным и очень сложным, запрокинутым к северу южным крылом, ограниченным с юга шарьяжем карбонатных толщ фамена — нижнего карбона Каратау-Нарынской зоны Срединного Тянь-Шаня. В восточном направлении с переходом на территорию Китайской Народной Республики рассматриваемая зона постепенно сужается, срезая северной границей Южно-Тяньшаньской герцинской складчатой системы.

3. ИШИМСКО-ТАЛАССКАЯ ЗОНА РАННИХ КАЛЕДОНИД

Эта зона большой протяженности, но сравнительно небольшой (до 50—60 км) ширины окаймляет Кокчетавско-Муюнкумский массив с запада и юга. На севере зона представлена Марьевским синклинорием, центральными частями описанных выше Калмыккульского синклинория и Джаркайнагачского антиклинория (они расположены кулисообразно по отношению к Марьевскому синклинорию) и Байконурским синклинорием. Западная часть зоны скрыта здесь под молодым чехлом Тургайского прогиба, а ее преобладающее простирание близко к меридиональному (не считая Верхнеишимского ответвления). Южнее простирание зоны становится юго-восточным и далее субширотным; к ней относятся здесь структуры Малого Каратау и Таласского хребта, ограниченные на юго-западе крупнейшим Каратау-Таласским разломом («важнейшая структурная линия Тянь-Шаня», по В. А. Николаеву). Северо-восточное крыло складчатого сооружения Каратау скрыто под Чуйской впадиной; восточнее северной границей зоны служит Ичкелетау-Сусамырск и й разлом. На крайнем востоке советского Тянь-Шаня, зона выклинивается.

Период активного геосинклинального развития зоны начался в раннем или среднем рифее, причем сначала, вероятно, на юге, и продолжался до позднего ордовика. Опять же в южной части зоны имеются свидетельства того, что погружения, по крайней мере дважды, — в начале венда и перед поздним вендом прерывались поднятиями и складчатыми деформациями умеренной интенсивности. Об этом говорят несогласия между отдельными

свитами позднего докембрия и появление крупно- и грубообломочных осадков, могущих рассматриваться в качестве байкальской молассы. Более слабо выражены перерывы и несогласия внутри рифея — отражение готской и гренильской эпох диастрофизма. Несмотря на проявление несогласий в рифее и венде, позднедокембрийские образования дислоцированы в одном плане с нижнепалеозойскими.

Собственно каледонский этап развития зоны начался в позднем венде, для этой эпохи, а также для кембрия характерно накопление маломощных и относительно глубоководных углисто-кремнисто-фосфатных и глинистых пород. Сходная обстановка сохранялась в первой половине ордовика, в Малом Каратау с накоплением карбонатных пород. В позднем ордовике нарастание поднятий ведет к образованию все более грубых терригенных осадков. Прогобы замыкаются, их выполнение испытывает интенсивные складчато-разрывные деформации, вдоль зон разломов происходит внедрение плутонов гранитоидов.

В целом верхнедокембрийско-нижнепалеозойский разрез рассматриваемой зоны слагается карбонатно-терригенными, отчасти флишоидными или даже флишевыми (средний — верхний рифей, по В. В. Киселеву и В. Г. Королеву, 1972) формациями. Вулканический материал присутствует лишь на отдельных уровнях (венд, верхний ордовик), в основном в форме пирокластолитов и в явно подчиненном количестве. Это придает зоне характер более близкий к многогеосинклинальному, чем эвгеосинклинальному, что уже отмечалось А. А. Богдановым.

Современная структура Ишимско-Таласской зоны характеризуется развитием линейных складок нескольких порядков, осложненных взбросо-надвигами и группирующихся в антиклинории и синклинории. В Марьевском синклинории, в его обнаженной части господствует юго-восточная вергентность, в Байконурском — западная; Таласская зона обнаруживает антивергентную структуру, причем рифейские отложения здесь дислоцированы явно более интенсивно, вплоть до изоклинальной складчатости, и испытали начальный зеленосланцевый метаморфизм.

4. КАРАТАУ-НАРЫНСКАЯ КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Каратау-Нарынская¹ зона окаймляет Ишимско-Таласскую зону на юго-западе (хр. Большой Каратау) и юге (хребты Срединного Тянь-Шаня), отделяясь от нее Каратау-Терской разломом (линией Николаева). Юго-западная граница сначала скрыта под чехлом Сырдарьинской впадины и лишь с трудом улавливается геофизическими методами, а затем, в пределах Тянь-Шаня также проводится достаточно условно. На северо-западе зона уходит в пределы Тургайского прогиба и здесь, возможно, выклинивается. Впрочем, некоторые исследователи считают Ишимско-Байконурскую зону продолжением Каратау-Нарынской, а не Таласской, выклинивая к северо-западу именно последнюю (Зайцев, Филатова, 1972).

Наиболее характерными чертами данной зоны следует считать: 1) позднее начало геосинклинального развития — с венда и, соответственно, полное выпадение рифейского геосинклинального комплекса; 2) бидицическое строение вендско-палеозойского геосинклинального орогенного разреза — наложение на каледонский комплекс примерно равноценного герцинского. Каратау-Нарынская зона находилась за пределами рифейской геосинклинали юго-западного и южного обрамления Кокчетавско-Муюнкумского массива, располагаясь на юго-западной и южной периферии каледонской гео-

¹ Или Каратау-Чаткальская, если не принимать во внимание ее наиболее восточный отрезок.

синклинали Северного Тянь-Шаня и на северо-восточной и северной — герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Каледонские погружения в этой зоне закончились не в ордовике, а в силуре; в Большом Каратау они были настолько слабыми, что позволяют говорить о близком к платформенному типу вендско-нижнепалеозойских отложений.

Вдоль южной периферии зоны на востоке, в С а р ы д ж а з с к о м м а с с и в е выступает древний раннекембрийский фундамент, перекрытый мощной (до 3,5—4 км) наземно-вулканогенной порфиридной формацией (серия Большого Нарына) то ли среднепротерозойского (в низах?), то ли верхнерифейского (в верхах?) возраста. Эта формация, с которой связаны плутоны гранитоидов, несогласно перекрывается вендскими тиллитами (или тиллоидами), начинающими каледонский геосинклиальный комплекс. Последний включает карбонатно-углисто-кремнисто-сланцевую формацию венда—кембрия, сходную с одновозрастной формацией смежной с севера зоны, флишоидную терригенную формацию ордовика и завершается молассовой или молассоидной формацией верхнего ордовика — силура. С резким несогласием и после значительного перерыва этот формационный ряд перекрывается девонской (D_2^2 — D_3^3) красноцветной континентальной молассой¹, которая уже согласно перекрывается мощной, до 4—5 км, карбонатной формацией фамена — нижнего карбона. Последняя либо непосредственно, либо через промежуточную флишоидную терригенно-карбонатную формацию верхов нижнего — среднего карбона несогласно перекрывается позднегерцинской молассой верхов карбона и перми, частично вулканогенной (андезитовой). Каледонский комплекс повсеместно смят заметно интенсивнее герцинского, но степень его дислоцированности уступает наблюдаемой в более северных зонах, указывая на затухание каледонских деформаций в южном направлении. Каледонский комплекс образует ядра антиклинориев, менее интенсивно деформированный герцинский (D_2^2 — C_1) слагает их крылья и выполняет синклинории. А. А. Богданов отнес Каратау-Чаткальскую зону еще к области каледонской консолидации, считая ее герцинский комплекс целиком орогенным, чему, однако, противоречит присутствие мощной карбонатной формации верхов девона — нижнего карбона. Основные герцинские деформации произошли перед средним карбоном, сопровождаясь внедрением гранитоидов. Верхнепалеозойская моласса выполняет отдельные мульды; она, в свою очередь, испытала складчатость вблизи разломов.

В структурном отношении зона отчетливо делится на три сегмента. Северо-западный сегмент совпадает с хр. Большой Каратау и вытянут вдоль Главного Каратауского разлома. Далее в северо-западном направлении, за окончанием хр. Большой Каратау герцинский миогеосинклиальный комплекс, вероятно, выклинивается и в фундаменте Тургайского прогиба остается лишь каледонский комплекс. Этот вывод основан, впрочем, лишь на геофизических данных.

Структура Большого Каратау очень своеобразна и характеризуется региональным отслаиванием фаменско-нижнекарбонového карбонатного комплекса по поверхности нижнефаменской пластичной аргиллитовой пачки, подстилаемой жесткой франской молассой; дополнительная поверхность срыва возникла в кровле фамена между ним и карбонатным нижним карбоном. Это отслаивание привело к образованию тектонических покровов фамена — нижнего карбона, впервые установленных здесь в 1936 г. В. В. Галицким. Представления В. В. Галицкого в конце 50-х — начале 60-х годов энергично оспаривались В. В. Бронгулевым, но получили подтверждение в процессе дальнейших исследований. Покровная структура прослеживается вдоль Каратауского разлома на 450 км, а амплитуда горизонтальных

¹ Следует обратить внимание на двойственное положение этой формации. По своему составу она завершает каледонский ряд, а по структурному положению начинает герцинский.

смещений достигает 20 км, причем она возрастает к Каратаускому разлому, что свидетельствует о связи надвигообразования со сдвиговыми движениями по этому разлому. Местами отмечается последовательное налегание до трех покровных пластин. Сами эти пластины смяты в брахисинклинальные складки, между которыми нередко наблюдаются диапировые внедрения нижнефаменских аргиллитов. По данным В. В. Галицкого, перемещение фаменского и нижнекарбового покровов друг относительно друга и относительно автохтона происходило с северо-запада на юго-восток параллельно Главному Каратаускому разлому, который этот исследователь считает левым сдвигом («Геология СССР», т. XI, Геологическое описание, 1971). Между тем большинство других исследователей рассматривают данный разлом, как и его Талассо-ферганское продолжение, в качестве правого сдвига. Возможно, что каледонский фундамент Большого Каратау испытывал перемещение по закону правого сдвига, т. е. к северо-западу и пододвигался под чехол, смещавшийся относительно этого фундамента в обратном направлении. Местами, впрочем, покровы отмечены и в самом каледонском комплексе, поэтому автохтоном можно считать лишь более древнее, докембрийское основание.

Следующий сегмент рассматриваемой зоны — Ч а т к а л ь с к и й охватывает одноименный и смежные с ним хребты. Слагающие его складчатые структуры выделяются своим аномальным для Тянь-Шаня северо-восточным простиранием, но близ Талассо-Ферганского разлома, ограничивающего сегмент с востока, меняют его на восточно-северо-восточное, образуя полугую дугу, выпуклую к северо-западу. Достаточно очевидно, что формирование этой складчатой дуги, осложненной надвигами северо-западного направления, связано со смещением по Талассо-Ферганскому разлому, которое произошло в основном в позднем палеозое, в середине карбона и оценивается примерно в 200 км. Интрузии гранитоидов пермского возраста, залегающие в зоне разлома, уже не испытали сдвиговых смещений.

Восточный Н а р ы н с к и й с е г м е н т Каратау-Нарынской зоны расположен уже к востоку от Талассо-Ферганского разлома (сдвига) и в связи с последним смещен относительно центрального Чаткальского к югу. К нему относятся хребты Джетымтау, Молдотау, Нарынтау, в которых каледонские антиклинории сочетаются с герцинскими синклинориями. Преобладающая вергентность в герцинском комплексе — северная.

5. ТУРГАЙСКО-СЫРДАРЬИНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Этот массив выделяется с известной долей условности к западу и юго-западу от области каледонид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, частью по геологическим, частью по геофизическим данным (Кунин, 1968). Фундамент и палеозойский чехол массива на большей части его площади скрыты под покровом мезо-кайнозойских образований и обнажаются лишь в области Центральных Кызылкумов (Ауминзатау, Бельтау, Тамдытау, Букантау), а также на юге Чаткальского хребта и в Кураминском хребте Срединного Тянь-Шаня.

Раннедокембрийский возраст вероятен для метаморфизованных в амфиболитовой фации пород ауминзинской свиты Центральных Кызылкумов и ее аналогов. Это амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы. Они выступают также в Кассанском поднятии на юге Чаткальского хребта, где в разрезе присутствуют и мраморы. Несколько более молодой возраст может иметь зеленокаменная апотерригенно-вулканогенная карабулакская свита. Собственно рифейские (средне- и верхнерифейские) и вендские образования залегают отчетливо несогласно на древнем фундаменте, метаморфизованы в зеленосланцевой фации и, судя по небольшой мощности (в Кызылкумах $R_2 < 200$ м, R_3 до 1000 м, V до 700—1000 м) и выдержанному литологическому составу

относятся уже к чехлу массива. Это в основном терригенные, первично песчано-глинистые отложения с высоким содержанием кварца в песчаной фракции (Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня, 1975).

Нижнепалеозойский комплекс в пределах массива сильно редуцирован, вплоть до полного выклинивания, что наблюдается уже на юге Чаткальского хребта. Силурийские отложения в том же районе обладают, напротив, значительной мощностью, но в их составе существенную роль играют андезитовые вулканиты. Девон залегает несогласно, зато в низах представлен наземными вулканитами кислого — среднего состава, а выше красноцветами и гипсами, замещающими низы карбонатной формации Чаткальской зоны; последняя распространяется, однако, на восточную и северо-восточную периферию массива, но с ослаблением интенсивности деформаций. В центральной части массива, в Восточных Кызылкумах и в низовьях Сырдарьи по геофизическим данным предполагается неглубокое залегание допалеозойского фундамента непосредственно под мезо-кайнозойским чехлом (Кунин, 1968).

Специфику юго-западного и юго-восточного обрамления массива составляет развитие огромной толщи наземных вулканитов, накопление которой началось в намуре с преимущественно основных излияний, и закончилось в конце перми — начале триаса кислыми лавами и туфогенами. Здесь же распространены позднегерцинские гранитоиды, составляющие с вулканитами единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Эти образования слагают район гор Бельтау в Центральных Кызылкумах и Кураминский хребет, крайнюю юго-западную ветвь Среднего Тянь-Шаня. Магматиты Кураминского хребта, вероятно, связаны с поперечными разломами северо-восточного, «кураминского» простираения, обрезающими юго-восточное окончание Тургайско-Сырдарьинского массива. С одним из таких разломов, проходящим через г. Ташкент, было связано землетрясение 6 декабря 1966 г.

А. А. Богданов (1965) параллелизовал этот Бельтау-Кураминский вулканический пояс с Валерьяновским поясом западной окраины погребенного Кустанайского синклинория Зауралья, считая, что эти пояса, подобно более восточному девонскому краевому вулканическому поясу Центрального Казахстана, намечают естественную границу каледонского Казахстанско-Тяньшаньского массива. Представляется, однако, более правильным вслед за А. К. Бухариным, В. Г. Гарьковцом и К. К. Пятковым (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974) считать, что существующий здесь, возможно, единый пояс протягивается вдоль границы Тургайско-Сырдарьинского массива (не выделявшегося А. А. Богдановым) с герцинидами Южного Тянь-Шаня.

Обратимся теперь к восточной части Казахстано-Тяньшаньской области.

6. ЕРЕМЕНТАУ-ЧУИЛИЙСКАЯ КАЛЕДОНСКАЯ] ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА¹

К этой системе в виде вогнутой к востоку дуги, обрамляющей Кокчетавско-Муонкумский массив с востока и протягивающейся от района Целинограда—Павлограда через Бет-пак-Далу до Заилийского Алатау и далее в КНР, в конце докембрия и начале палеозоя была приурочена основная эвгеосинклиналильная область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Широко распространенные здесь и ныне выходящие в сложных тектонических условиях вдоль разломов серпентинизированные гипербазиты и габбро соответствуют, очевидно, основанию геосинклиналильного комплекса. Их контакты с более молодыми отложениями, до ордовикских включительно,

¹ Включает на западе иногда самостоятельно выделяемую периферическую Степняк-Бетпакалинскую зону.

дававшие основание приписывать этим породам позднеордовикский возраст, являются, надо полагать, тектоническими, тем более что их обломки, по данным Р. М. Антониюка, встречаются уже в нижнеордовикских и даже кембрийских отложениях (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974). Более верхней части разреза эвгеосинклинали отвечает мощная (местами до 7,5—8 км) спилито-диабазо-яшмовая формация (ассоциация), возраст которой до сих пор остается спорным; скорее всего он охватывает верхи рифея, а также более достоверно венд и ранний кембрий. В верхней части этой серии вулканиты уступают место силицитам и появляются линзы и прослои известняков. Начиная со среднего кембрия состав вулканитов становится андезитобазальтовым и затем андезитовым, широкое распространение получают граувакки. Это, очевидно, уже стадия островных дуг; такие дуги появились над уровнем моря впервые в начале ордовика, что сопровождалось и складчатыми деформациями, относимыми к салаирской тектонической эпохе. По западной (прикокчетавской) и восточной периферии зоны вулканиты замещаются отложениями флишевого типа. В конце ордовика, в таконскую эпоху деформации стали еще более энергичными и сопровождались поднятиями, приведшими к смене флишенакпления отложением морской молассы. Одновременно произошло становление важнейшего каледонского интрузивного комплекса — крыкудукского, представляющего тоналит-гранодиоритовую формацию. С этим комплексом, в частности с сопровождающими его скарнами, связано образование главнейших железорудных, медных и золоторудных месторождений Северного Казахстана.

В результате поднятий конца ордовика в силуре погружения продолжались лишь на ограниченных площадях в восточной части центрального (между верховьями Ишима и Сарысу) и северной части южного сегментов системы (к северу от Заилийского Алатау). Силурийские отложения представляют морскую песчаную молассу, нередко пестро- или красноцветную.

Девонские континентальные красноцветные и вулканогенные образования, отвечающие верхней каледонской молассе и залегающие с резким несогласием на всех более древних породах, слагают наложенные синклиналильные структуры, сливающиеся вдоль восточной, внутренней части дуги в краевой вулканический пояс Центрального Казахстана. В этих же наложенных мульдах местами сохранилась залегающая согласно с девонской молассой карбонатная формация фамена — нижнего карбона.

Современная структура системы, последовательно сложившаяся в результате проявления складчато-разрывных деформаций конца кембрия — начала ордовика, конца ордовика и конца силура — начала девона, характеризуется чередованием антиклинорий и синклинорий. Первые обычно слагаются породами верхов докембрия — кембрия (салаирский этаж), вторые — в основном породами ордовика (таконский этаж), отчасти силура (на востоке в центральном сегменте, на севере в южном, см. выше). В ядрах некоторых антиклинорий имеются блоки глубоко метаморфизованных пород, относимых к раннему докембрию. Присутствие этих блоков, в случае подтверждения их столь древнего возраста, имеет весьма существенное значение в связи с новейшей трактовкой рассматриваемой геосинклиналильной системы, как возникшей в конце докембрия на коре близкого к океаническому типа. Один из таких блоков выступает на севере в ядре Ишкеевского антиклинория, отделенного Степнякским синклинорием от Кокчетавского массива. В этом блоке установлены выходы аналогов трех серий Кокчетавского массива — зерендинской (А?), ефимовской (PR_i) и кокчетавской (R₂₋₃?). Вероятно, такая параллелизация достаточно обоснована; поэтому можно считать, что Степнякский синклинорий, заливнообразно вдающийся в тело Кокчетавской глыбы с юго-востока, возник еще на

континентальной коре, на погружении этой глыбы, а Ишкеольмесский антиклинорий на ее приподнятом крае.

В ядре следующего к востоку в северном сегменте системы Еремантау-Ниязского антиклинория, отделенного Селетинским синклинорием от Ишкеольмесского, местами обнажены сильно смятые актинолитхлоритовые сланцы, амфиболиты и порфиритоиды, рассматриваемые как аналоги ефимовской серии Кокчетавской глыбы. Это сопоставление требует уже более осторожного отношения, ибо данные породы можно рассматривать и как принадлежащие рифейской коре океанического типа.

Выходы гранито-гнейсов с радиометрическим возрастом 1410 (Рb изотопный метод) и 1500 ± 150 (α/Pb метод) млн. лет в Актау-Моинтинском поднятии (Зайцев, Филатова, 1972) могут расцениваться как принадлежащие Балхашско-Джунгарскому массиву (микроконтиненту) в тылу Еремантау-Чуилийской геосинклинали системы. То же может относиться и к Анрахайскому выступу парагнейсов и гранито-гнейсов в Чу-Балхашском антиклинории, сопровождающем с северо-востока Жалаир-Найманский (Чу-Илийский) синклинорий — основной офиолитовый трог центрального сегмента системы. Восточное продолжение системы, приобретая широтное простирание, протягивается вдоль северного склона хр. Заилийский Алатау в хр. Кетмень и далее в КНР, образуя северную зону Китайского Тянь-Шаня.

Возвращаясь к северной части Еремантау-Чуилийской системы, отметим, что наиболее восточным обнаженным ее антиклинорием является Майкаинский антиклинорий северо-восточного простирания. К его осевой части приурочен один из наиболее крупных офиолитовых поясов Центрального Казахстана. Майкаинский антиклинорий отделяется от Еремантау-Ниязского антиклинория Шидертинским синклинорием и от северо-западного погружения Чингизского мегаантиклинория Ащисуйским синклинорием; на юге они сливаются в единый Баянаульский синклинорий. К осевым зонам Селетинского (см. выше) и Шидертинского синклинория приурочены остаточные прогибы, выполненные силурийско-нижнедевонской молассой.

Северное, уже погребенное под мезо-кайнозойским чехлом продолжение Еремантау-Чуилийской системы, огибает северное, также погребенное погружение Кокчетавской глыбы и уходит в северо-западном направлении, возможно, на соединение с эвгеосинклиальной зоной восточного склона Урала и Зауралья.

В заключение краткого описания Еремантау-Чуилийской системы приходится отметить, что ее структура еще не может считаться в достаточной мере выясненной. Широкое развитие офиолитового комплекса, с которым обычно бывают связаны крупные горизонтальные перемещения и наличие наряду с этим выступов древнего сиалического основания, заставляют подозревать, что видимая антиклинорно-синклинорная структура данной системы сложилась лишь в самом конце ее геосинклиального развития и что в действительности эти антиклинории и синклинории представляют сложные анти- и синформы, наложенные на более раннюю покровную структуру. Существование покровов наиболее вероятно вдоль западного ограничения системы, особенно, на ее границе с Кокчетавским, Улутавским и Муюнкумским массивами; покровы эти должны были быть направлены с востока (северо-востока) на запад (юго-запад).

7. ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ, ПОЗДНЕКАЛЕДОНСКАЯ И ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система составляет крайний северо-восточный элемент палеозойской складчатой области Центрального Казахстана, отделенный Кала-Чингизским разломом от позднегерцинской Обь-Зайсанской системы.

В целом она образует мегантиклинорий, простирающийся на 700 с лишним километров в северо-западном — юго-восточном направлении. На северо-западе Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий ограничен дискордантно по отношению к его внутренней структуре субмеридиональным Центральным-Казахстанским глубинным разломом (сбросо-сдвигом), по которому он сочленяется с северо-восточной частью Ерементау-Чуилийской каледонской системы — Ащисуйским синклинорием. К северо-западу в направлении этого разлома Чингиз-Тарбагатайская система расширяется и от основного антиклинория отвляется более широтная ветвь — Акбастауский антиклинорий, между которым и Чингизским антиклинорием обособляется Абралинский синклинорий. К юго-востоку система, напротив, сужается и представлена одним лишь Тарбагатайским антиклинорием, погружающимся уже на территории Китая под геосинклинальный средний палеозой.

В ядрах антиклинориев в вырезанных герцинскими сбросами горстах выступают сложно дислоцированные породы диабазо-яшмовой формации верхов докембрия — кембрия, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и, вероятно, первоначально подстилавшие ее серпентиниты. С этим же салаирским комплексом связаны интрузии габбро-плагиогранитной формации. В промежуточных грабен-синклиналях, на более погруженных участках антиклинориев и на их крыльях залегают несогласно перекрывающие кембрий отложения верхнего ордовика и нижнего силура, представляющие терригенную, нередко флишоидную¹ и порфиритовую формации. Эти отложения были смяты в конце силура в широкие и пологие складки, наиболее простые в Абралинском синклинории, где наблюдается мощный и полный разрез ордовика. С этой фазой каледонского тектогенеза связано также становление крупных плутонов гранитоидов. Девонские и каменноугольные образования — вулканогенная моласса D_{1-2} и терригенно-карбонатная, частично угленосная формация D_3 — образуют уже наложенные синклинали, грабен-синклинали и вулканотектонические мульды. С позднегерцинскими движениями связано образование разломов сбросо-сдвигового характера и блоковые перемещения каледонского фундамента и его герцинского чехла.

Таким образом, Чингиз-Тарбагатайскую зону следует относить к каледонским сооружениям, но с преобладающей ролью позднекаледонских (позднесилурийских) движений по сравнению с раннекаледонскими (позднеордовикскими). В юго-восточном направлении в связи с сужением Тарбагатайского поднятия и сближением ограничивающих его соответственно с юга и с севера Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской герцинских геосинклинальных систем, это поднятие приобретает характер геоантиклинали в пределах герцинской геосинклинальной области. Далее к востоку каледонский комплекс исчезает с поверхности и на его погружении появляются девонские наземные вулканы.

8. ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта наиболее молодая система рассматриваемой области занимает ее центральную и юго-восточную часть, окаймляясь с северо-запада, запада и юга Ерементау-Чуилийской, а с северо-востока Чингиз-Тарбагатайской каледонскими системами. На востоке, на территории КНР ее продолжение сливается с юго-восточным продолжением Обь-Зайсанской системы и вместе с последним уходит в Южную Монголию. Еще в пределах КНР на восточную часть Джунгаро-Балхашской системы наложена крупная Джунгаро-

¹ Ее нередко рассматривают как морскую молассу.

ская впадина, выполненная мощными мезозойско-кайнозойскими континентальными молассоидными отложениями. Обычно предполагается, что под Джунгарской впадиной находится крупная глыба докембрийского фундамента, но это нельзя считать доказанным. По бортам впадины мезозойские слои смяты в брахискладки; к ним приурочены залежи нефти и газа, в том числе одно из крупнейших в Китае Карамайское месторождение.

Граница между Джунгаро-Балхашской системой и обрамляющими ее каледонидами не везде является достаточно четкой и некоторые участки Центрального Казахстана (Атасу-Моинтинское поднятие, Тектурмасский антиклинорий) одними относятся к данной системе, другими еще к каледонидам. Дело в том, что во внешней зоне Джунгаро-Балхашской системы еще проявляются перерыв и несогласие между силуром и девоном и в ядрах антиклинориев значительным развитием пользуются нижнепалеозойские и верхнедокембрийские образования. В глубь системы это несогласие затухает, вулканогенная и красноцветная моласса нижнего и среднего девона переходит в морскую сероцветную (вследствие метагенеза скорее зеленоцветную) терригенную (в основном граувакковую) формацию, практически сливающуюся с аналогичной формацией силура. Соответственно внешний контур системы может быть проведен примерно по границе распространения морского нижнего девона. Но еще более яркое выражение граница между областью каледонской консолидации и областью регенерации или продолжения геосинклинального развития в герцинском цикле получила в образовании ранне-среднедевонского краевого вулканического пояса, впервые выделенного А. А. Богдановым по примеру Охотско-Чукотского вулканического пояса на границе мезозойд и альпид Северо-Востока СССР. Девонский вулканический пояс в виде гигантской подковы окаймляет Джунгаро-Балхашскую систему с запада, северо-запада и северо-востока, имея общую протяженность порядка 1500 км и ширину до 70 км. Будучи конформным по отношению к структурно-формационным зонам Джунгаро-Балхашской системы, он оказывается резко несогласно наложенным на внутреннюю структуру каледонид. Наилучше изучен широтный отрезок пояса, проходящий через район Караганды (Четверикова, 1970).

Девонская вулкано-плутоническая ассоциация, слагающая пояс, состоит из наземных вулканитов от андезито-базальтового до липаритового состава, а также гранитоидов. При этом во внешней зоне пояса преобладают липариты (и игнимбриты), с которыми и ассоциируются гранитоиды; в центральной зоне липариты замещаются андезито-базальтами, а во внутренней, примыкающей к герцинской геосинклинали переотлагались продукты разрушения вулканитов центральной зоны. Предполагается, что андезито-базальты и липариты продуцировались магматическими очагами, лежавшими на различной глубине. Общая мощность вулканического комплекса достигает 5—7 км. В сторону каледонид комплекс сменяется красноцветной континентальной молассой с подчиненными вулканитами, а в сторону герцинид вулканогенно-терригенной и далее чисто терригенной и морской формациями. Структура вулканического пояса характеризуется вулкано-тектоническими формами — куполами (с гранитами и жерлами игнимбритов в центре), а также депрессиями, выполненными игнимбритами. Позднегерцинские движения вырезали депрессию в виде приподнятых блоков, а выступы каледонского основания превратили в грабен-синклинали. В районе Караганды на осевую зону вулканического пояса наложена протяженная (до 350 км при ширине до 60 км) герцинская депрессия, известная как Карагандинский крайовой синклинорий. По своему пограничному положению между эпикаледонским массивом и герцинской складчатой системой, по асимметрии строения и распределению формаций, по их составу этот синклинорий весьма близок к передовым (краевым) прогибам, как это

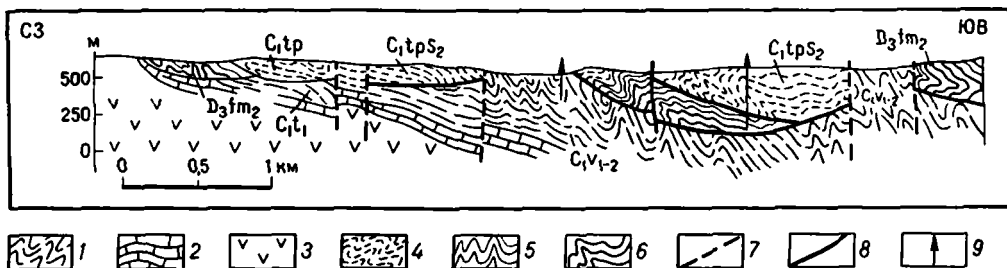


РИС. 84. Разрез через северную часть Алтынсуйского тектонического покрова, Карагандинский район (по Ю. Ф. Кабанову).

А в т о х т о н: 1 — углистые алевролиты и аргеллиты нижнего и среднего визе; 2 — известняки фамена и турне; 3 — андезито-базальтовые порфиры среднего девона; а л о х т о н: 4 — кремнистые алевролиты верхней пачки послидонневых слоев турне, 5 — плитчатые известковистые алевролиты нижней пачки послидонневых слоев турне; 6 — глинистые комковатые известняки фамена; 7 — сбросы и взбросы; 8 — надвиги; 9 — скважины

уже отмечалось Ю. Ф. Кабановым, И. В. Орловым и др. Выполнен Карагандинский синклинорий граувакковой формацией живета — франа, кремнисто-аргилито-алевролитовой формацией фамена — турне (к северу она замещается карбонатной формацией, залегающей трансгрессивно на вулканическом комплексе), терригенной, типа кульма формацией визе, паралической угленосной молассой визе — намюра, лимнической среднего карбона и континентальной молассой верхнего карбона. Поверх этих толщ, дислоцированных совершенно согласно, субгоризонтально залегают маломощный чехол континентальной угленосной юры.

Достаточно спокойная структура северного крыла и осевой части синклинория резко контрастирует с линейно-чешуйчатым строением его южного крыла, обнаруживающего сильное сжатие и смещение к северу (рис. 84). С юга на это крыло ложится тектонический покров, сложенный фаменско-турнейскими отложениями иного литофациального состава, чем слагающие основную часть Карагандинского бассейна. Существование этого покрова, впервые отмеченного М. П. Русаковым еще в 1930 г., ныне подтверждено бурением, а его минимальная амплитуда оценивается в 15—20 км при протяженности до 200 км. Южнее, обрамляя Карагандинский бассейн, протягивается весьма своеобразная С п а с с к а я з о н а, в южной части которой на интенсивно и линейно дислоцированный вулканогенно-осадочный девон надвинуты блоки, очевидно, клиппы нижнепалеозойских и верхнедокембрийских пород, а также габбро и серпентинитов, типа слагающих Т е к т у р м а с с к и й а н т и к л и н о р и й, отделенный от Спасской зоны Н у р и н с к и м с и н к л и н о р и е м. Весьма вероятно, что досилурийские породы Спасской зоны принадлежат шарьяжу, переместившему породы Тектурмасской зоны на многие десятки километров к северу.

В настоящее время Спасская зона отделена от Нурина синклинория — сравнительно спокойной структуры, сложенной в основном граувакковой формацией силура — нижнего девона, а также красноцветами D_{1+2} и вулканогенно-осадочной серией D_{2+3} , Байдаулетовским разломом — позднегерцинским сбросо-сдвигом.

Расположенный к югу от Нурина синклинория Т е к т у р м а с с к и й а н т и к л и н о р и й восточно-северо-восточного простирания отличается, напротив, крайне напряженной структурой. В его ядре выступает кремнисто-базальтоидная уртынджальская серия верхов докембрия (?) — кембрия, в ассоциации с ультрабазитами и габбро. Интенсивность деформаций очень высокая — линейная складчатость, кливаж, многочисленные разрывы. Намечается веерообразное строение этого ядра и имеются признаки

его надвигания на Нуринский синклиниорий; вполне возможно, что этот надвиг представляет прикорневую часть Спасского шарьяжа.

Крылья Тектурмасского антиклинория сложены терригенно-вулканогенным ордовиком и терригенным силуром; эти отложения залегают несогласно (салаирская фаза) на уртынджалском комплексе, но также испытали значительные деформации, связанные с тельбесской фазой позднекаледонского тектогенеза. Проявившиеся затем герцинские движения вырезали древнее ядро Тектурмасского антиклинория в виде горста и обусловили сдвиговые смещения вдоль его оси (Суворов, 1973). Тектурмасский антиклинорий сопровождается с юга Атасу-Успенским синклинорием того же простираения — крупным сложным построенным прогибом, в сложении которого участвует мощная (5—7 км) флишеидная терригенная формация силура, осадочно-вулканогенная формация среднего — верхнего девона и карбонатно-терригенная формация верхнего девона — нижнего карбона. В южном направлении несогласие между силуром и девоном затухает, а структура усложняется, вплоть до значительного с амплитудой в 15—20 км надвигания к северу пластины пород силура — девона вдоль Успенской зоны смятия. Это второй крупный шарьяж в Казахстане, параллельный более северному Спасскому. Породы шарьяжа принадлежат уже следующей к югу зоне — Жаман-Сарысуйскому поднятию, в ядре которого на поверхности снова появляются породы силура. Еще южнее и восточнее средней палеозой скрывается под огромной наложенной верхнепалеозойской Токрауской впадиной. Всю перечисленную группу субширотных структур, лежащих между Карагандинским прогибом и Токрауской впадиной, объединяет, помимо общности простираения и резко выраженных тангенциальных смещений северного направления, то обстоятельство, что они являются тем районом, где основной фазой деформаций явилась тельбесская фаза в среднем девоне. Поэтому их, быть может, целесообразно выделить в самостоятельную позднекаледонскую складчатую Южно-Карагандинскую зону.

На западе структуры Южно-Карагандинской зоны вступают в торцовое сочленение с различно, но преимущественно ориентированными в северо-западном — юго-восточном направлении структурами Северо-Западного Прибалхашья. В целом эти структуры образуют Атасу-Моинтинское поднятие, отделенное от Южно-Карагандинской зоны Акжал-Аксоранским силуро-девонским прогибом (синклинорием) того же направления.

Наиболее древние породы Атасу-Моинтинского поднятия — сланцы и кварциты имеют, возможно, нижнерифейский или даже более древний возраст. Во всяком случае, прорывающие их узунжалские граниты, с которыми связана порфировая формация, датированы свинцово-изотопным методом в 1410 млн. лет. Несогласно на порфировой формации залегают кварциты верхнего рифея и затем терригенно-карбонатные отложения венда—кембрия—ордовика. Их умеренная мощность и широкое развитие известняков мелководного происхождения (оолитовых, онколитовых, водорослевых) и доломитов позволяет считать, что этот район принадлежит к западной части Балхашско-Джунгарского срединного массива (Звонцов, 1973).

Восточное продолжение массива выступает на современную поверхность в Текелйской зоне южного хребта Джунгарского Алатау и на его продолжении в хр. Борохоро. В основании палеозоя здесь залегают кварцево-песчаная формация¹, за которой следуют кремнисто-карбонатная, кремнисто-углисто-сланцевая и карбонатная. Эти отложения испытали интенсивные деформации перед силуром и вмещают комплекс гранитоидов (плагииогра-

¹ В смежной с юга северной части Илийской впадины на небольших участках обнажаются метаморфиты, которые могут отвечать фундаменту массива.

ниты, граниты, гранодиорит-порфиры) того же возраста. Большая мощность нижнепалеозойских отложений, значительные каледонские деформации и гранитизация заставляют считать эту зону северной периферией эпикаледонского массива Тянь-Шаня и выделять ее в качестве Южно-Джунгарского антиклинория. Каледонский комплекс несогласно перекрыт андезито-дацитовыми вулканитами и угленосными отложениями нижнего карбона, слагающими пологие мульды, но в свою очередь прорванными среднекарбовыми нормальными и послепермскими (?), раннемезозойскими щелочными гранитами. Южнее, отделяясь крупным разломом, простирается широкая Илийская впадина, своим южным крылом наложенная на Чуилюско-Кетменскую зону. Эта впадина входит в состав Балхашско-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса, о котором речь пойдет еще дальше.

Строение внутренней части Джунгаро-Балхашской системы отличается большой сложностью структурного рисунка; различаемые здесь антиклинории и синклинории обладают весьма изменчивыми простираниями; огромные поля покрыты верхнепалеозойскими вулканитами, выполняющими самостоятельные позднегерцинские впадины. В районе к северу от оз. Балхаш наиболее четко выделяется Северо-Балхашский антиклинорий, образующий крутую выпуклую к югу дугу, упирающуюся в северное побережье восточной половины озера, и рассеченный почти пополам южным продолжением позднегерцинского Центрально-Казахстанского разлома. В ядре Северо-Балхашского антиклинория снова выступает интенсивно смятый позднекембрийско-кембрийский спилито-яшмовый комплекс, как и везде сопровождаемый ультрабазитами. Судя по описаниям¹, породы этой ассоциации нередко образуют настоящий тектонический меланж. Несогласно на спилит-яшмовом комплексе залегают отложения верхов ордовика и силура, деформированные несколько слабее, но все еще достаточно интенсивно, в типично линейные складки. Отложения фамена — нижней перми образуют наложенные структуры брахиформного типа, осложненные вдоль многочисленных позднегерцинских разломов зонами смятия. В противоположность этому, на северной периферии антиклинория мощные терригенные толщи силура — нижней перми залегают относительно спокойно.

Юго-восточным продолжением западной Тюлькуламской ветви Северо-Балхашского антиклинория по другую сторону оз. Балхаш и молодой Прибалхашской впадины служит Центрально-Джунгарский антиклинорий, протягивающийся в широтном направлении вдоль осевой части хр. Джунгарский Алатау до Джунгарских ворот на востоке. Антиклинорий этот сложен в основном мощной и монотонной терригенной толщей верхнего силура — нижнего и среднего девона, испытавшей начальный метаморфизм и смятой в узкие линейные складки, осложненные взбросо-надвигами. Они несогласно перекрыты наложенными мульдами нижнего карбона и прорваны крупными изометричными плутонами гранитоидов средне-верхнекарбового, отчасти пермского возраста. На отдельных участках из-под герцинского складчатого комплекса выступает более интенсивно смятый метаморфизованный каледонский — кембрий, ордовик, вмещающий верхнеордовикские гранитоиды.

Узкий Бороталинский синклинорий отделяет герцинский Центрально-Джунгарский антиклинорий от каледонского Южно-Джунгарского. Синклинорий выполнен в основном отложениями девона — нижнего карбона, несогласно залегающими на каледонском основании и подразделяющимися на два структурных этажа. Нижний, флишоидно-тер-

¹ Например, в «Геологии СССР», т. XX, с. 284 говорится: «Во многих случаях ... полоса развития пород итмурундинской свиты представляет собой тектоническую макробрекцию из пластичных основных вулканических пород, гипербазитов и жестких компетентных кремнистых пластов, подвергшихся интенсивному процессу сложного смятия и дробления».

ригенный доверхнедевонский интенсивно дислоцирован (тельбесская фаза), образуя линейные, местами опрокинутые складки. Верхний этаж, нижнемолассовый верхнедевонско-нижнекарбонный деформирован в среднем карбоне и характеризуется брахиформной структурой. Местами поверх образований геосинклинального комплекса несогласно залегает верхняя вулканогенная моласса верхнего палеозоя, испытавшая лишь весьма слабые деформации. На востоке Бороталинский синклиниорий резко расширяется, и в его центральной части, в районе оз. Эби-Нур широкое распространение получают верхнепалеозойские средние и кислые вулканиты, образующие крупную наложенную впадину. Далее к востоку на продолжении этой впадины возникает глубокая мезо-кайнозойская Джунгарская впадина, о которой говорилось выше.

На севере Центрально-Джунгарский антиклинорий окаймляется широким Северо-Джунгарским синклиниорием. Подобно Бороталинскому он также сложен преимущественно кремнисто-сланцевым с подчиненными основными вулканитами девонем и нижним — средним (низы) карбоном. На небольших участках, в приразломных грабен-синклиналях сохранились отложения перми. Основные складчатые деформации в южном блоке синклинория произошли в позднем девоне — раннем карбоне, в северном блоке — в среднем карбоне. Как те, так и другие привели к образованию крупных линейных складок, осложненных дополнительной мелкой складчатостью, на юге местами опрокинутых к северу, на севере обычно симметричных. К крупным антиклиналям приурочены средне-верхнекарбонные послескладчатые плутоны гранитоидов, как правило, овальной формы.

Как Северо-Джунгарский синклиниорий, так и Центрально-Джунгарский антиклинорий косо срезаны на востоке крупным позднегерцинским Джунгарским разломом — сдвигом, сохраняющим свою активность вплоть до современной эпохи. Этот сдвиг ограничивает с запада грабен Джунгарских ворот и продолжается в пределах КНР, сливаясь здесь с краевым швом Джунгаро-Балхашской герцинской системы (Буш и др., 1968). Восточным ограничением грабена Джунгарских ворот, заполненного юрскими и более молодыми осадками, служит Алакольский разлом, простирающийся в северо-северо-западном направлении мимо оз. Алаколь и сочленяющийся севернее с Чингизским разломом уже северо-западного направления. Оба эти разлома являются правыми сдвигами и образуют систему сдвигов общей протяженностью более 1500 км (Самыгин, Третьяков, 1971).

Продолжением Центрально-Джунгарского антиклинория к востоку от Джунгарского разлома на территории КНР служит Майли-Джарский антиклинорий, а Северо-Джунгарского синклинория — Уркашарский синклиниорий, сложенный в основном нижним карбоном.

На западе Северо-Джунгарский синклиниорий продолжается в Северное Прибалхашье, пересекаясь здесь широтной (Тюлькуламской) ветвью каледонского Северо-Балхашского антиклинория с его офиолитовым поясом. Офиолитовый комплекс выходит скорее всего в подошве направленного к северу шарьяжа. От Чингиз-Тарбагатайского каледонского мегантиклинория Северо-Джунгарский синклиниорий отделяется своеобразной и крупной позднепалеозойской вулкано-тектонической депрессией — Северо-Балхашской впадиной. Эта впадина составляет по В. Я. Кошкину, северный сегмент Балхашско-Илийского вулканического пояса (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974). В ее структуре господствуют вулкано-тектонические формы, преимущественно отрицательные, но отчасти также вулкано-купольные. Некоторые из них развились на протяжении всего позднего палеозоя.

Северо-Балхашская впадина ограничена с запада Центрально-Казахстанским разломом. Ее аналогом и продолжением по другую сторону этого разлома является Токрауская впадина, вытянутая, однако, уже не в широтном, а в долготном направлении и представляющая смыкающееся звено позднепалеозойского вулканического пояса. Контуры этой впадины явно дискордантны по отношению к смежным антиклинорным и синклинорным структурам нижнего и среднего палеозоя. Внутреннее строение характеризуется развитием вулкано-тектонических, также в основном депрессионных, и собственно вулканических (до 20—30 км в поперечнике) структур; подчиненное значение имеют пологие складки тектонического происхождения. Молодые разломы преимущественно северо-западного, отчасти северо-восточного направления образуют густую сеть. Наряду с вулканидами широко развиты плутоны гранитоидов верхнепалеозойского же возраста, с которыми связаны меднопорфировые руды Коунрада и др.

Третьим крупным звеном позднепалеозойского вулканического пояса, продолжающим Токраускую впадину к юго-востоку от оз. Балхаш, является Илийская впадина, отделяющая переработанное в герцинском этапе каледонское сооружение юга Джунгарского Алатау, с которым она сопрягается по крупному Южно-Джунгарскому разлому, от каледонид Северного Тянь-Шаня. В отличие от Токрауского прогиба, Илийская впадина более или менее согласно вписывается в структуру каледонид и испытала частичное возрождение в мезокайнозое. Впадина выполнена в основном двумя мощными комплексами наземных вулканитов — андезито-дацитовым нижнекарбовым (1,5—2 км) и андезито-липаритовым верхнепалеозойским — нижнетриасовым (2—3 км), разделенными несогласием. Первый комплекс сочетается с угленосной нижней молассой, второй — с континентальной верхней. Оба комплекса смяты в брахиформные складки, более крутые в нижнем карбоне, более пологие в верхнем палеозое. Имеется также довольно большое число разрывных нарушений сбросового или сбросо-сдвигового характера. Широко распространены орогенные гранитоиды — среднекарбовые гранодиориты и граниты, пермско-нижнетриасовые более разнообразного состава, от габбро и диоритов до монцонитов, сиенитов и гранит-порфиров.

Судя по обнажениям в ядрах некоторых антиклиналей, герцинские орогенные вулканиты налегают на каледонское складчатое, метаморфизованное и гранитизированное основание, отличающееся значительно более сокращенным, чем в Южно-Джунгарской зоне, разрезом и шельфовыми фациями; местами выступают предположительно докембрийские метаморфиты. Это позволяет предполагать, что именно сюда протягивалась из Атасу-Моинтинского района Северо-Западного Прибалхашья осевая зона Балхашско-Джунгарского срединного массива.

9. ПЛАТФОРМЕННАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ДЖУНГАРИИ

В течение мезозоя и кайнозоя Центральный Казахстан выступал, в целом, в виде щита молодой платформы, разделяя Западно-Сибирскую и Туранскую плиты, соединявшиеся Тургайским прогибом. На фоне общего поднятия, частично унаследованно, частично наложено развивались отдельные отрицательные структуры. Серия таких структур возникла в конце триаса — начале юры и развивалась в течение всего юрского периода, с накоплением континентальной угленосной формации. Приразломный грабеновый характер носят Леонтьевский грабен Каратау, приуроченный к зоне Главного Каратауского разлома, грабен Ферганского хребта (Яркендско-Ферганский), а также, вероятно,

Алакольская и Курайлинская (Аягузская) впадины, находящиеся в зоне Алакольско-Джунгарских разломов. В Леонтьевском грабене юрские отложения смяты в складки, более интенсивные и осложненные взбросами в слоях нижней и средней юры, более пологие в верхнеюрских слоях. Еще более интенсивно смята юра в Ферганском грабене. Нарушены юрские отложения и в Алакольской впадине. Спокойной синклинальной структурой обладает Майкубенский угольный бассейн в северной части шита, Карагандинский бассейн, наследующий одноименный герцинский прогиб. Несколько более сложной, пологоскладчатой структурой, возможно, обладает Джаркентский бассейн, вписанный в Илийский позднегерцинский же межгорный прогиб, но ограниченный, особенно на севере разрывами. Джаркентский прогиб возобновил свое опускание в кайнозое, одновременно с интенсивным горообразованием в Джунгарском Алатау и Северном Тянь-Шане. Аналогичной историей отличаются Иссыкульская и Нарынская впадины; первая из них возникла в центре палеозойского срединного массива. В меловое — раннепалеогеновое время на территории области преобладали слабые поднятия. Абсолютные опускания наблюдались лишь в Чуйской впадине.

В конце палеогена — начале неогена южная и восточная части Казахстанско-Северо-Тяньшаньской складчатой области были втянуты во все нарастающее воздымание, приведшее к преобразованию их в горные сооружения Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. В более слабой форме и, очевидно, с запозданием этот процесс распространился на Каратау, Кендыктас, Чу-Илийские горы, Тарбагатай и Чингиз. Новейшая структура орогенной области носит сводово-глыбовый характер; по направлению и отчасти расположению отдельных элементов она согласуется с внутренней структурой складчатого основания, расходясь с ней в деталях, особенно там, где структуры наиболее древние, а орогенез был относительно слабым. Новейшая структура хорошо читается в рельефе, особенно по деформациям широко распространенной меловой поверхности. Наклон склонов измеряется несколькими градусами, реже более 10°, а амплитуда новейших разломов — сотнями метров, реже более 1000 м. Местами наблюдается некоторое надвигание палеозойского основания на кайнозой или более древних горизонтов кайнозойского чехла на более молодые, вплоть до верхнететвертичных (Алакольско-Джунгарская зона разломов и др.).

Перед фронтом новейшей орогенной области местами сформировались предгорные прогибы. Наиболее четко выражены Южно-Чуйский, или Фрунзенский, прогиб с трехкилометровой толщей неогеновой молассы. В качестве других поднятых прогибов могут рассматриваться Южно-Прибалхашская и Предджунгарская впадины с мощностью кайнозойской молассы лишь несколько более 1000 м. К числу крупнейших межгорных впадин относятся Илийская, включающая Алмаатинский и Джаркентский прогибы, Иссыкульская с ее восточным продолжением — Текесской впадиной, и Нарынская. Мощность моласс в этих прогибах достигает 3—4 км, молассы эти в большей или меньшей степени подверглись складчатому, а местами и разрывным деформациям. Складчатые деформации частично являются приразломными и надразломными, а частично имеют, вероятно, гравитационное происхождение.

10. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Добайкальская история. Одним из главных вопросов тектонической истории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня является вопрос о том, на коре какого типа и в какое время возникла палеозойская (позднедокембрийско-палеозойская) Казахстано-Тяньшаньская геосинклинальная область.

Вопрос этот приобрел в последние годы особую остроту в связи с появлением новых взглядов на развитие геосинклиналей, и решается он в новейших работах с диаметрально противоположных позиций. Значительная группа исследователей, включающая геологов Казахстана, Киргизии и Узбекистана, а также Московского университета и ВСЕГЕИ, относя древнейшие метаморфические толщи региона к раннему докембрию, принимает, что Казахстано-Тяньшаньская геосинклинальная область возникла в конце докембрия — начале палеозоя на континентальной коре, сформированной к концу раннего докембрия. Это не исключает, разумеется, того, что заложение геосинклинальных прогибов могло и даже должно было сопровождаться значительной деструкцией древней континентальной коры, ее частичной океанизацией, либо в форме раздвига, мантийного диапиризма и последующего спрединга, либо в форме базификации в процессе погружения. В ходе дальнейшего геосинклинального развития уцелевшие от океанизации обломки континентальной коры сохранились внутри геосинклинальной области в виде срединных массивов. Структурный план Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня оказался предопределенным именно этой мозаикой древних глыб срединных массивов и разделяющих их геосинклинальных систем. По существу, основы этой концепции были намечены уже Н. Г. Кассиным, которого по справедливости следует считать основоположником геологии Центрального Казахстана; для Северного Тянь-Шаня близкие взгляды были сформулированы другим выдающимся исследователем — В. А. Николаевым.

Существенно иная концепция наиболее ярко выражена в трудах тектонистов Геологического института АН СССР — Н. А. Штрейса, Г. И. Макарычева, А. И. Суворова, а также М. В. Муратова. Эти ученые отрицают наличие в Казахстано-Тяньшаньском регионе реликтов раннедокембрийского фундамента и относят все метаморфиты к рифею, выделяя в его основании аналоги океанической коры. Соответственно принимается, что Казахстано-Тяньшаньская геосинклинальная область заложилась в рифее на океанической коре, очевидно первичной, и что гранитно-метаморфический слой формировался и разрастался в ней постепенно, начиная с середины рифея. Это представление наиболее полно разработано в последнее время Г. И. Макарычевым (1974), но истоки его можно видеть еще в ядерной теории В. И. Попова, созданной именно на материале Средней Азии, и в близких взглядах Н. П. Васильковского.

Сторонники как одной, так и другой концепции явно преждевременно считают их уже твердо доказанными. Это можно наглядно видеть из сопоставления следующих двух цитат:

«Н. А. Штрейс еще в 1954 г. поставил вопрос о том, что в палеозойской складчатой области Казахстана отложения древнее рифея отсутствуют, хотя в то время не был известен фундамент, на котором закладывались рифейские геосинклинали. Теперь это предположение можно считать установленным фактом» (Макарычев, Пазилова, 1973).

«Собранные материалы опровергают представление об океаническом или раннеокеаническом этапе развития в архее или протерозое, хотя некоторые исследователи (Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев, М. Д. Гесь и др.) все еще разделяют это мнение. Не подтверждается также представление об эвгеосинклинальном типе разреза в рифее, непосредственно залегающем на океаническом ложе (М. В. Муратов и др.). В целом гипотеза М. М. Тетяева, В. А. Николаева, А. В. Пейве, Н. М. Сеницына¹ о наличии в докембрии древней (карельской) платформы, впоследствии развитая В. Н. Огневом, В. Г. Королевым и др., правильна» (Земная кора..., 1974).

Существует еще третья, промежуточная точка зрения, принимающая последовательное разрастание консолидированного массива Центрального

¹ Речь должна идти, очевидно, о В. М. Сеницыне (В. Х.).

Казахстана и Северного Тянь-Шаня, начиная с отдельных древних ядер, для которых, однако, признается раннедокембрийский, а не позднедокембрийский возраст. На этой позиции стояли А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и А. А. Богданов. В настоящее время на нее фактически перешел и Г. И. Макарычев (1975), допускающий существование реликтов дорифейской континентальной коры в Заилийском Алатау.

Действительно, датировки порядка 2500 млн. лет получены к настоящему времени для актюзской и кеминской свит Заилийского Алатау, порядка 2000 млн. лет — для бектурганской свиты Улутау и макбальской свиты Киргизского хребта. Этот же возраст вероятен для самых низов разреза Кассана (терексайская свита) и Каратау (бессазская серия) и их аналогов. Радиометрические датировки порядка 1700—1800 млн. лет имеются для гранито-гнейсов Улутау и киргизской серии Макбальского горста в западной части Киргизского хребта, причем в Улутау внедрению этих гранито-гнейсов предшествует образование мощного карсакпайского комплекса. В пользу отнесения последнего к раннему докембрию, а не рифею, говорит характерный литологический облик карсакпайской джеспилитовой формации. Совершенно отличный характер имеют заведомо среднерифейские отложения Северного Тянь-Шаня, которые испытали лишь начальный метаморфизм. Не типична для позднего докембрия и интенсивная мигматизация, наблюдаемая в Кокчетавском и Улутавском массивах и Макбальском поднятии. Укажем, наконец, на разломный и дискордантный по отношению к внутренней структуре характер ограничений древних глыб. Поэтому представляется достаточно правдоподобным существование к началу позднего докембрия на месте будущей Казахстано-Тяньшаньской области сплошной континентальной коры, вероятно составлявшей единый массив с фундаментом Восточно-Европейского кратона (в промежутке нам известен ранний докембрий Мугоджар) и Китайского кратона (через Таримский массив). Как будет показано ниже, аналогичное предположение может быть выдвинуто для смежной с востока Алтае-Саянской области и Сибирского кратона и сформулировано для Урало-Монгольского пояса в целом.

Исходя из предположения о дорифейском возрасте древнейших метаморфических толщ Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, как значительно более вероятном, можно наметить вслед за Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой (1972) два основных этапа развития этой территории в раннем докембрие, которые можно условно датировать соответственно поздним археем и ранним протерозоем.

Позднеархейский этап документирован зерендинской серией Кокчетавской глыбы, бектурганской серией Улутавской глыбы, актюзской свитой Заилийского Алатау и, вероятно, макбальской серией Киргизско-Терекской зоны Тянь-Шаня. Первичный состав этих образований, ныне представленных кристаллическими сланцами с гранатом, слюдами, графитом, гнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами и, в общем, метаморфизованных в амфиболитовой фации (местами появляются гранулиты и эклогиты), соответствует, очевидно, карбонатно-терригенной формации с подчиненными основными вулканитами. Подобный характер отложений отвечает, видимо, региону с уже довольно развитой континентальной корой; однако эклогиты, отчасти амфиболиты, а также выступающие кое-где, в частности, в Макбальском горсте и, возможно, в Каратау и Кассане среди древнего докембрия серпентиниты и габбро могут рассматриваться как выступы первичного океанического основания.

Концу архея (?) соответствует всеобщая складчатость, региональный метаморфизм и широко проявленная метасоматическая гранитизация. Комплексы, относимые к нижнему протерозою, вследствие этого повсеместно залегают несогласно на предположительно архейском комплексе.

Раннепротерозойский (карельский) этап. Метаморфические толщи, весьма условно относимые к нижнему протерозою в разных частях Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, имеют несомненно геосинклинальную природу, однако, не дают достаточных материалов для восстановления структурного плана данного этапа. Среди этих толщ выделяется своей полнотой и типичностью карсакапайская серия Улутау, выполняющая одноименный синклиниорий меридионального простирания. Карсакапайская геосинклиналь (эвгеосинклиналь) — один из наиболее ярких примеров шовных джеспилитовых геосинклиналей, столь характерных для раннего протерозоя практически всех континентов.

Согласно Л. И. Филатовой (1976) в разрезе Карсакапайской геосинклинали наблюдается следующая последовательность формаций: 1) кварцево-филлитовая, 2) дацит-кератофиро-сланцевая, 3) джеспилитоносная — зеленосланцевая — спилито-базальтовая, 4) наземная дацито-липаритовая.

Эта последовательность может быть интерпретирована следующим образом: 1) заложение плоского прогиба на воздымающемся эпирхейском пене-плене; 2) образование ограниченного глубинными разломами прогиба — рифта и коровых магматических очагов; 3) дальнейшее разрастание и углубление рифта, вероятно с частичной океанизацией коры; активность подкоровых магматических очагов в условиях высокой проницаемости; 4) смена растяжения сжатием, понижение проницаемости, образование новых коровых магматических очагов. Общая мощность собственно геосинклинальных формаций, по данным Л. И. Филатовой, достигает 11 км, мощность орогенных наземных вулканитов превышает 5 км. Замыкание Карсакапайской геосинклинали, предшествовавшее накоплению этих вулканитов, сопровождалось интенсивной складчатостью, региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации и новой фазой метасоматической (К-метасоматоз) гранитизации, впрочем значительно более слабой, чем предшествующая. С этой фазой в Улутау связано становление жаункарских гранитов. Вероятные аналоги карсакапайской серии в других частях региона (Кокчетавская, Чуйская глыбы) обнаруживают проявления тех же процессов.

Среднепротерозойский—раннерифейский этап. В итоге, по меньшей мере, двух эпох складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации на площади Центрального Казахстана и Тянь-Шаня возникла уже достаточно мощная и консолидированная кора континентального типа и на обширных пространствах установились условия суши. На этом фоне вследствие все еще высокого теплового потока протекала довольно интенсивная магматическая деятельность, создавшая мощную (3—5 км) вулcano-плутоническую ассоциацию порфиroidно-гранитового состава, опять-таки наиболее характерно представленную в Улутау в массиве (майтюбинская серия и гранито-гнейсы), но известную также в Сарысу-Тенизской зоне и на Атасу-Моинтинском поднятии, в последнем в сочетании с кварцито-филлитовой формацией. Гранито-гнейсы этой ассоциации имеют в Улутау радиометрический возраст 1780 ± 50 млн. лет, а в Атасу-Моинтинском районе — 1400 млн. лет (U/Pb метод по циркону). В Киргизском хребте близкий возраст — 1275—1070 млн. лет установлен (α /Pb метод по циркону) для Караджилга-Кызылташского плутона гранитоидов, прерывающего как киргизскую серию, так и ортатаускую серию нижнего рифея (?) или среднего протерозоя («О добайкальском возрасте»..., 1974).

Из изложенного видно, что древнейший фундамент Казахстано-Тянь-шаньской области прошел те же основные этапы развития, что и фундамент древних платформ, кончая стадией кратонизации. Однако дальнейшая история оказалась отличной, начиная местами уже со среднего рифея, которому в Северном Тянь-Шане и менее отчетливо на остальной площади Кокчетавско-Муонкумского массива отвечает самостоятельный этап развития —

исседонский, по Ю. А. Зайцеву (1974), соответствующий планетарному гренвильскому.

Среднерифейский (грэнвильский) этап. На данном этапе вдоль южной окраины Кокчетавско-Муюнкумского массива возникла зона прогибания, носившая скорее всего интракратонный характер (интракратонная миогеосинклиналь?). В этой зоне, совпадающей с Киргизско-Терской зоной каледонского Тянь-Шаня, в среднем рифее накопилась довольно мощная кварцито-филлито-карбонатная формация, напоминающая рифейские формации Южного Урала. На рубеже среднего и позднего рифея она была смята в складки и со значительным угловым несогласием перекрыта затем верхним рифеем, начинающимся весьма характерной толщей кварцевых песчаников (джетысуйская свита). Аналогичная толща кокчетавской свиты широко распространена и на одноименной глыбе, где с резким несогласием налегает на раннедокембрийский фундамент, что и дало основание Ю. А. Зайцеву установить здесь проявление «исседонской» фазы тектогенеза, с последующим установлением тектонического режима, близкого к платформенному. По-видимому, к этой же фазе следует отнести деформации рифея (R_{1+2})¹ Атасу-Моинтинского поднятия — северо-западного реликта Балхашско-Джунгарского срединного массива (см. ниже).

Байкальский этап (поздний рифей—венд). На площади Кокчетавско-Муюнкумского массива и, судя по наблюдениям в пределах Кызылкумов, на Тургайско-Сырдарьинском массиве платформенный, точнее квазиплатформенный режим удерживался в течение всего остального позднего докембрия и в кембрии. К началу позднего рифея эти два массива, вероятно, составляли единую крупную континентальную глыбу. Однако промежуточная Каратау-Таласская зона в начале позднего или даже среднего рифея испытала регенерацию геосинклинального режима — здесь возник глубокий рифт, вдоль которого, судя по данным Г. И. Макарычева (Макарычев, Пазилова, 1973; Макарычев, 1974), произошел разрыв континентальной коры и замещение ее корой океанического типа. Метаморфизованные реликты последней обнаружены в Кокджотском горсте Большого Каратау, где возраст их метаморфизма (K/Ag метод) составляет 934 млн. лет, а также, возможно, в Кассанском поднятии². В течение позднего рифея Каратау-Таласская и смежные зоны являлись ареной интенсивного спилито-диабазового подводного вулканизма, завершающего формирование этой океанической коры. По обе стороны этого квазиокеанического трога, по краям ограничивавших его микроконтинентов простирались, вероятно, подстилаемые зонами Беньофа вулканические пояса с извержениями кислой магмы. Продукты этих извержений слагают коксуйскую свиту в Улуту (к востоку от трога) и свиту Большого Нарына в хр. Джетымтау в Срединном Тянь-Шане (к югу от трога). В конце рифея — начале венда погружения сменились поднятиями и складчатыми деформациями; к этому же рубежу приурочено внедрение плутонов гранитоидов как в Каратау, так и в Северном (Киргизский хр.) и Срединном (Кассан) Тянь-Шане. Соответственно несогласно залегающие на рифее вендские отложения носят облик молассовой формации. В ее низах залегают образования, рассматриваемые как тиллиты или тиллоиды; выше появляются красноцветные обломочные породы. Все эти признаки активного байкальского тектогенеза ослабевают в северном направлении вдоль западного обрамления Кокчетавско-Муюнкумского массива; не выражены они и на самом массиве.

Каледонский этап (венд—средний девон). Этот этап явился главным в геосинклинальном развитии всей Казахстано-Тяньшаньской области, за

¹ Как отмечалось, не исключено, что это еще дорифей.

² Если только соответствующие породы не являются более древними, раннедокембрийскими (см. выше).

частичным исключением Джунгаро-Балхашской системы, значительная часть которой, однако, также пережила каледонский тектогенез.

Каледонское развитие протекало существенно по-разному на западе и на востоке области. На западе Тургайско-Сырдарьинский и Кокчетавско-Муюнкумский массивы в основном сохраняли свое устойчиво-приподнятое положение. Между этими массивами сохранила свою подвижность, несмотря на частичную байкальскую консолидацию, Ишимско-Таласская полоса. Однако в результате байкальской консолидации, выразившейся в регенерации гранитно-метаморфического слоя, эвгеосинклинальный режим позднего рифея сменился здесь в раннем палеозое миогеосинклинальным. На начальной стадии развития миогеосинклинального бассейна в позднем венде и раннем кембрии погружение заметно опережало осадконакопление, в связи с чем в хр. Каратау возник глубоководный прогиб с накоплением карбонатно-кремнисто-глинистых (сланцевых) осадков, которым подчинены известные месторождения пластовых фосфоритов, а также ванадиеносных сланцев; кроме того, отдельные пачки обогащены марганцем и железом (Холодов, 1973). Северная часть Кокчетавско-Муюнкумского массива уже в венде была рассечена субширотным Южно-Кокчетавским трогом (О. В. Минервин), разделившим Кокчетавскую и Улутавскую глыбы и вплоть до позднего ордовика представлявшим, вероятно, апофиз Ерементау-Чуилийской эвгеосинклинали. В этом трого известен офиолитовый комплекс и углисто-кремнисто-глинистая формация кембрия.

В среднем кембрии условия несколько изменяются, в общем, в сторону обмеления бассейна, причем в юго-восточной части геосинклинали, начиная с Каратау, со среднего кембрия по средний ордовик идет накопление карбонатной (известняково-доломитовой) формации умеренной (3—4 км) мощности. В Большом Каратау мощности осадков становятся меньше и в основании ордовика появляется новый рудный горизонт с Fe, Mn, Cu и некоторыми другими металлами. Верхний ордовик здесь залегает несогласно и имеет уже молассовый характер, так как сложен крупнообломочными породами.

В северной части миогеосинклинали, в обрамлении Кокчетавской и Улутавской глыб, а также в Южно-Кокчетавском прогибе ордовик имеет терригенный состав и значительную мощность. В позднем ордовике появляется вулканический материал андезитового состава (в Южно-Кокчетавском прогибе базальтовые вулканиты и яшмы известны в раннем ордовике). Юго-восточное продолжение Кокчетавско-Муюнкумского массива (Северо-Киргизская зона) в начале кембрия подверглось раздроблению с заложением эвгеосинклинального Чилико-Кеминского прогиба, расщепившего эту часть массива на две глыбы — Зайлийскую на севере и Иссыккульскую на юге. В конце кембрия, в салаирскую эпоху тектогенеза этот прогиб замкнулся, заполнившись вулканитами спилито-диабазовой формации, а по обе его стороны возникли наложенные на склоны древних глыб вторичные прогибы. В раннем и среднем ордовике в этих прогибах отлагались флишоидная терригенная и андезитовая подводно-вулканогенная формации. В конце среднего и начале позднего ордовика Северо-Киргизская зона оказалась втянутой в поднятия, испытала складчато-разрывные деформации и внедрение крупных плутонов гранитоидов. Вслед за этим произошло расчленение зоны на приподнятые и относительно опущенные участки. Последние в позднем ордовике — раннем силуре стали местом накопления красноватой континентальной молассы. Молассовые прогибы частью развиваются унаследованно по отношению к более ранним — флишевым, частью же оказываются наложенными несогласно на более древние структуры. В обоих случаях молассы образуют простые спокойные синклинали в отличие от более интенсивно, хотя и неравномерно деформированных более древних образований.

Основные события рассматриваемого этапа разыгрывались к востоку от Кокчетавско-Муюнкумского массива. В самом конце докембрия или начале

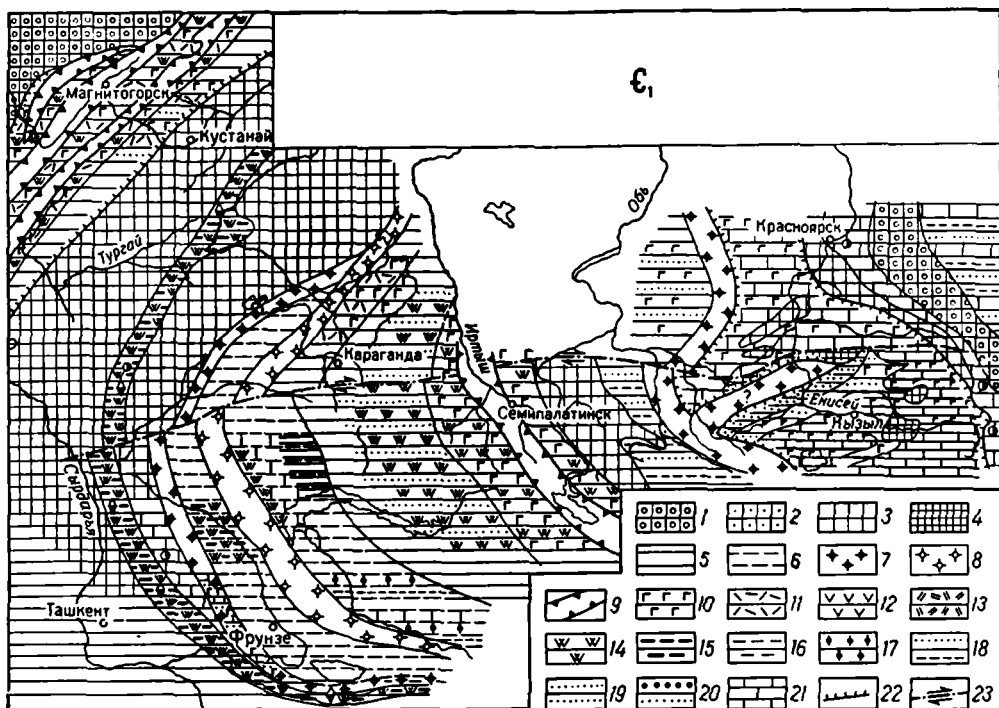


РИС. 85. Палеотектоническая схема Казахстана-Алтайской области для раннего кембрия (по О. А. Сейдалину).

1 — поднятия в пределах древних платформ; 2 — орогенные области; 3 — срединные массивы; 4 — геосинклинальные поднятия; 5 — геосинклинальные прогибы; 6 — области регенерации геосинклинальных погружений на срединных массивах; 7 — эвгеосинклинали, аналоги зрелых островных дуг; 8 — то же, аналоги молодых островных дуг; 9 — зоны спрединга в среднем палеозое; формации и субформации и их основные компоненты: 10 — спилиты и диабазы; 11 — кератофиры, 12 — андезиты, 13 — липариты, 14 — кремни, 15 — углистые сланцы, 16 — глинистые сланцы, 17 — кварцевые и аркозовые песчаники, 18 — терригенный флиш, 19 — нижняя, морская моласса, 20 — верхняя, континентальная моласса, 21 — карбонаты; 22 — региональные сбросы; 23 — сдвиги (аналоги трансформных разломов)

кембрия здесь возникли обширные пространства с корой океанического типа, которым ныне соответствуют Ерементау—Чуилийская и Чингиз-Тарбагатайская эвгеосинклинальные складчатые системы (рис. 85). Океанический или близкий к нему характер этих систем на ранней стадии их развития, в венде — кембрии (частично, возможно, и в ордовике) вытекает из широкого развития офиолитовой ассоциации. Ее полнокристаллические компоненты — гипербазиты, габбро ныне выступают в гипербазитовых поясах вдоль разломов в ядрах каледонских антиклинорий (Жалаир-Найманский, Тектурмаский, Майкаинский, Чингизский и др. пояса), а верхним слоям океанической коры должна соответствовать кремнисто-(яшмо-микрокварцитовая)-базальтовая (спилитовая, диабазовая) формация (точнее ассоциация), известная как ерементауская серия в северо-восточной части региона и уртынджалская в более южных. В составе этой ассоциации силициты замещают основные вулканиты как по латерали в направлении периферии бассейнов, так и вверх по разрезу, вплоть до полной смены вулканических толщ кремнистыми. Вопрос о возрасте этой формации — верхнедокембрийском или нижнепалеозойском является предметом многолетней дискуссии (Стратиграфия докембрия..., 1971), которая не закончилась и к настоящему времени. Находки археоциат в Чингизе, беззамковых брахиопод и радиоларий в ряде других районов склоняют чашу весов в пользу второго мнения и наиболее определенно

указывают на кембрийский, в основном нижнекембрийский возраст формации. В то же время некоторые исследователи допускают ее ордовикский (O_{1+2}) возраст (Тектурмасский, Северо-Балхашский антиклинории). По мнению В. С. Звонцова (1973) в ордовике, а в одном районе (Акжал-Агадырском, к северо-западу от оз. Балхаш) и в силуре на ограниченных пространствах и в подчиненном по отношению к другим формациям масштабе имело место образование сходной кремнисто-базальтовой ассоциации.

Используя эти несколько противоречивые данные, Л. П. Зоненшайн (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974) пришел к заключению о возрастном скольжении офиолитового комплекса в общем направлении с запада (северо-запада) на восток (юго-восток): от среднего рифея в Еремантау, верхнего рифея — венда в обрамлении Кокчетавского массива (т. е. восточнее, а не западнее), венда в Акчетау, нижнего кембрия в Чингизе до нижнего — среднего ордовика в Тектурмассе, и снова кембрия в Кентерлауском (Северное Прибалхашье) антиклинории. Эти датировки наряду с датировками офиолитов более восточных районов используются Л. П. Зоненшайном для обоснования представления о последовательном расширении области с океанической корой в Урало-Монгольском (Центрально-Азиатском) поясе в течение позднего докембрия и палеозоя. Независимо от достоверности представленной Л. П. Зоненшайном картины в ее деталях возникновение в конце докембрия и дальнейшее расширение в начале кембрия, а возможно, и несколько позднее области развития коры океанического типа, т. е. типичной эвгеосинклинали, в восточной части Центрального Казахстана представляется весьма вероятным; к этому заключению пришел и ряд казахстанских геологов (В. Ф. Беспалов, Р. М. Антонюк и др.). В некотором, очевидно кажущемся, противоречии с таким выводом находятся данные о присутствии в основании офиолитовых комплексов, точнее кремнисто-базальтовой ассоциации, древних метаморфитов, параллелизуемых с фундаментом Кокчетавского массива. Выше уже приходилось отмечать, что такая параллелизация достаточно убедительна лишь для наиболее западных выступов метаморфического основания (Ишкеольмесский антиклинорий), в то время как в более восточных скорее можно допустить рифейский возраст этого основания. Очевидно, в крайних частях эвгеосинклинали кремнисто-базальтовая ассоциация могла налегать на сохранившуюся, но, вероятно, утоненную континентальную кору обрамлявших ее микроконтинентов. Возможно и другое — надвигание (обдукция) офиолитовых комплексов на их континентальное обрамление. На западе и юго-западе таким обрамлением был Кокчетавско-Муонкумский срединный массив, а на юго-востоке Балхашско-Джунгарский.

Балхашско-Джунгарский массив в раннем и среднем палеозое подвергся значительной переработке: наилучше сохранившийся его реликт наблюдается в Атасу-Моинтинском районе, к северо-западу от оз. Балхаш, где на докембрийском складчатом основании залегает умеренно-дислоцированная терригенно-карбонатная (шельфовая) формация кембрия — ордовика мощностью в 1,5—2,5 км. Как по фациальной природе, так и по мощности и интенсивности деформаций и, наконец, по отсутствию сколько-нибудь значительных несогласий эти образования резко отличаются от одновозрастных отложений смежной Атасу-Тектурмасской зоны (Звонцов, 1973). Юго-восточное продолжение данного массива можно усматривать, по Н. А. Афоничеву, в южной части Джунгарского Алатау, а затем в основании Джунгарской впадины. На неглубокое залегание раннедокембрийского фундамента в Северном Прибалхашье указывает, по В. Ф. Беспалову, присутствие крупных глыб гнейсов в выбросах позднепалеозойских вулканов.

Существенное изменение тектонического режима в Еремантау-Чуилийской и Чингиз-Тарбагатайской геосинклиналях началось в конце раннего кембрия и завершилось вероятно, уже к началу ордовика. Оно выразилось в смене базальтового вулканизма андезито-базальтовым и в появлении гра-

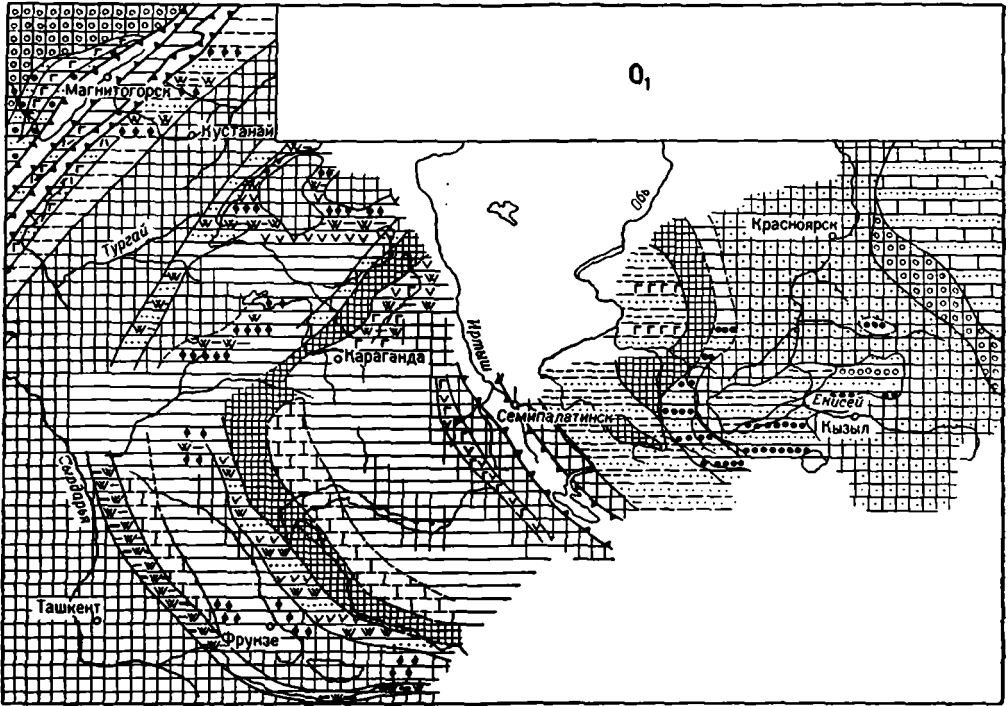


РИС. 86. Палеотектоническая схема Казахстано-Алтайской области — ранний ордовик (по О. А. Сейдалину).

Усл. обозн. см. на рис. 85

увакк — продуктов размыва новообразованных островных дуг. Система островных дуг на месте ядер современных антиклинориев полностью или почти полностью оформилась на рубеже кембрия и ордовика, в салаирскую эпоху тектогенеза, когда условия растяжения почти повсеместно сменились условиями сжатия, судя по широкому проявлению складчатых, а возможно, и надвигово-покровных деформаций.

В раннем и среднем ордовике уже практически повсеместно в обеих эвгеосинклиналях господствовала обстановка позднегеосинклинальной стадии развития (рис. 86). Между островными дугами в прогибах типа внутренних или окраинных морей накапливались терригенно-вулканогенные толщи, состоящие из граувакк, аргиллитов, нередко во флишoidalном чередовании, а также вулканитов андезито-базальтового (на отдельных участках базальтового) состава. Локально развиты кремни или известняки. Мощность этих толщ измеряется многими километрами (4—5 и более). Палеотектоника и формации этой стадии наиболее подробно охарактеризованы В. С. Звонцовым (Тектоника и формации..., 1971) для района Целиноград—Темиртау—Павлоград. Погружения в ордовике распространились на значительную часть Кочетавско-Муюнкумского массива, но протекали здесь в ослабленной форме, за исключением новообразованного поперечного Южно-Улутавского прогиба. Таким образом, к началу ордовика в Казахстано-Северо-Тяньшаньской геосинклинальной области проявилась частная инверсия — в осевых зонах геосинклинальных систем возникли геоантиклинальные поднятия — островные дуги с офилитовым фундаментом, а срединные массивы претерпели частичное опускание.

В конце среднего — начале позднего ордовика уже вся область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, а не только ее восточная

часть, вступили в эпоху поднятий и складчато-надвиговых деформаций, отвечающую планетарной таконской эпохе каледонского тектогенеза. Предварительная фаза движений здесь приходится на рубеж лландейло — карадок, а главная на границу среднего и позднего карадока.

Таконские движения были наиболее интенсивными по обе стороны и на юго-восточном окончании Кокчетавско-Муюнкумского массива, т. е. в Ишимско-Таласской геосинклинальной системе, в Степняк-Бетпакалинской зоне Еремантау-Чуилийской системы и Северо-Киргизской зоне Северного Тянь-Шаня. Как все эти зоны, так и разделяющий их срединный массив стали ареной проявления мощного гранитоидного плутонизма. Возник огромный дугообразный пояс гранитоидов (гранодиориты, граниты), простирающийся от Петропавловска и Омска до Северного Тянь-Шаня и включающий такие крупные плутоны, как Зерендинский, Кыркудукский (на севере), Алмаатинский, Терсейский (на юге). На севере пояс таконских гранитоидов уходит в фундамент Западно-Сибирской мегасинеклизы, на юго-востоке продолжается далеко в пределы Китайского Тянь-Шаня. Совершенно очевидно, что таконская гранитизация и сопутствовавший ей метаморфизм и предопределили стабилизацию геосинклинальной периферии Кокчетавско-Муюнкумского массива и его последующее расширение за счет этой периферии.

Груботерригенные мелководно-морские или лагунные отложения верхнего ордовика, нередко претерпевшие в отличие от зеленоцветных более древних образований, представляют нижнюю (морскую) каледонскую молассу. Хотя они и залегают несогласно на подстилающих слоях и образуют наложенные мульды, эти мульды в общем вписываются в таконскую складчатую структуру.

В конце ордовика осадконакопление практически прекратилось по всей периферии Кокчетавско-Муюнкумского массива, и именно с этого времени можно говорить о его превращении в более крупную область консолидации — Казахстано-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив, выделенный А. Д. Архангельским и затем А. А. Богдановым. Этот массив еще не включал, однако, ни восточной, основной зоны Еремантау-Чуилийской геосинклинали, ни Чингиз-Тарбагатайскую геосинклинали. В антиклиналях (геоантиклиналях) этих зон проявились таконские поднятия и деформации, возникли также, правда относительно мелкие, интрузии диоритов и гранодиоритов, но в прогибах верхнедевонские отложения согласно перекрываются сходными по составу и фациальному облику силурийскими осадками, относящимися к той же нижнемолассовой формации: мощность последних измеряется от 1,5—2 до 3,4 км. Местами в их составе отмечаются вулканы — лавы и туфы среднего, реже основного состава, а также известняки, нередко рифогенные. Вверх по разрезу силура нарастает грубообломочность и красноцветность осадков. Общее значительно более ограниченное распространение силура по сравнению с ордовиком (он отсутствует, в частности, и в Центральной Джунгарии) отражает последствия таконского тектогенеза.

Переход от силура к девону совершался существенно по-разному в разных зонах рассматриваемой области, и его характер служит главным основанием для ее разграничения на каледониды и герциниды (рис. 87). В Еремантау-Чуилийской и Чингиз-Тарбагатайской системах силура, там где он присутствует, отделен крупным перерывом и несогласием от девона; масштабы этого перерыва и сопутствующего ему несогласия, отражающего главную эпоху каледонского тектогенеза, нарастают с востока на запад, в направлении центральной части Казахстано-Тяньшаньского срединного массива. С этой же эпохой совпадает внедрение гранитоидов (гранодиорит-гранитная формация) в Чингизе—Тарбагатае и в Чуилийской зоне. В общем, в итоге движений конца силура — начала девона область каледонской кратонизации существенно расширилась за счет восточной зоны Еремантау-Чуи-

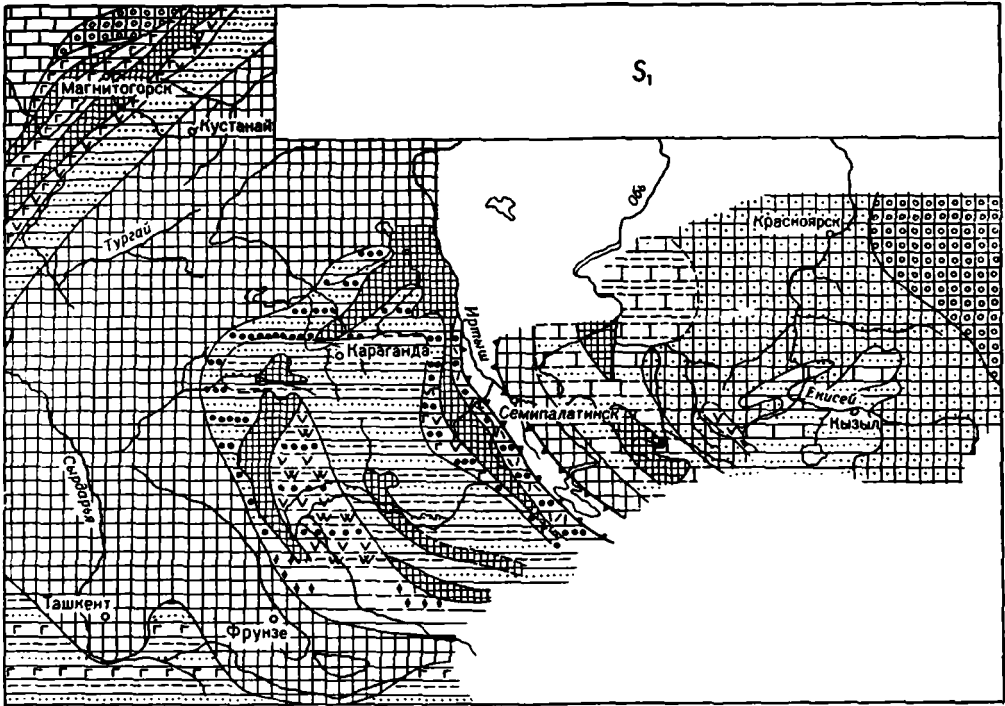


РИС. 87. Палеотектоническая схема Казахстана-Алтайской области — ранний силур (по О. А. Сейдалину).

Усл. обозн. см. на рис. 85

лийской системы, Чингиз-Тарбагатайской системы и Южной Джунгарии (рис. 88).

В противоположность тому, что наблюдалось в этих зонах, в пределах Джунгаро-Балхашской остаточной геосинклинали силурийский мелководный морской бассейн был унаследован ранне- и среднедевонским; в нем продолжалось накопление сероцветной (зеленоватой, вследствие вторичных изменений) терригенной (песчано-глинистой) формации, весьма типично представленной в Нуринском и Северо-Джунгарском прогибах, где она достигает многокилометровой мощности. Вместе с тем, на месте Северо-Балхашского антиклинория, видимо, существовало поднятие; приподнятым (абсолютно или относительно) оставался и северо-западный, Атасу-Моинтинский блок Балхашско-Джунгарского массива.

В промежутке между этими двумя областями с противоположными тенденциями развития выделяется зона, где верхнеордовикско-силурийская моласса согласно сменяется нижнедевонской, а уже последняя несогласно перекрывается молассой среднего — верхнего девона. К данной зоне относятся Селетинская и Шидертинская впадины на севере Ерементау-Чуилийской системы, а также восточная часть Сарысу-Тенизского водораздела (по В. А. Голубовскому); все эти районы лежат за пределами (севернее или западнее) девонского краевого вулканического пояса, возникшего, по А. А. Богданову, на границе области полной каледонской консолидации и герцинской регенерации.

В общем на рубеже силура и девона произошло смещение основной области прогибания и осадконакопления в пределы северо-западной и северо-восточной периферии Балхашско-Джунгарского срединного массива. К этому

же рубежу, переломному в развитии области, приурочено заложение девонского краевого вулканического пояса, подковообразно окаймляющего Балхашско-Джунгарский массив и его периферические прогибы и простирающегося согласно с последними. Развитие вулканического пояса продолжалось в течение раннего, среднего и начала позднего девона; андезито-базальтовые излияния сменились трахилипаритовыми, липаритовыми (преобладают) и дацитовыми, а в конце снова появляются базальты. В поперечном сечении пояса наблюдается преобладание липаритов (и гранитоидов) в его внешней полосе и андезито-базальтов во внутренней (Четверикова, 1970).

В направлении центральной части Казахстано-Тяньшаньского эпикаледонского массива вулканы замещаются красноцветной континентальной, отчасти вулканогенной молассой; накопление этой (верхней каледонской) молассы началось в живете, достигло расцвета во фране и закончилось в начале фамена. Наибольшие мощности (4—5 км) приурочены к Сарысу-Тенизской зоне и прогибу Большого Каратау (Зайцев, 1972). Представляется знаменательным, что отложению девонской молассы предшествовало проявление в районе к югу от Караганды, уже в пределах северо-западной окраины герцинской геосинклинали (или переходной зоны между каледонидами и герцинидами), поднятия и складчатости, отвечающей выделенной в свое время М. А. Усовым в Алтае-Саянской области т е л ь б е с с к о й ф а з е т е к т о г е н е з а. С этой же фазой совпадает, очевидно, максимум девонского гранитообразования, проявленного практически в том же ареале, что и позднеордовикское, включая Чингиз и Тарбагатай, где роль девонских гранитоидов больше, чем позднеордовикских. Основная же масса гранитоидов этого возраста тяготеет к вулканическому поясу.

Девонская, живетско-франская моласса по отношению к каледонскому и герцинскому этапам развития региона занимает двойственное положение. С одной стороны, она завершает развитие каледонид и по возрасту вполне соответствует верхней части классической каледонской молассы Атлантического пояса, что позволяет рассматривать ее в отличие от верхнеордовикско-силурийско-нижнедевонской морской нижней молассы в качестве континентальной верхней молассы. С другой стороны, как отметил Ю. А. Зайцев (Зайцев, 1972, с. 106). «...Отсутствие каких-либо связей вулканогенно-терригенной формации с каледонскими структурными зонами, длительный перерыв перед ее накоплением, отвечающий часто всему силурийскому периоду, не позволяют рассматривать данную формацию в качестве каледонской молассы...». Добавим к этому, что данная формация в ряде районов залегает несогласно на собственно каледонском комплексе, связываясь постепенным переходом с вышележащими, заведомо герцинскими образованиями. Несомненно одно, что это все же типичная моласса, причем связанная во времени с тельбесской, т. е. акадской по планетарной терминологии эпохой тектогенеза. Учитывая, что акадская эпоха в глобальном масштабе тяготеет все же больше к каледонской, чем к герцинской эре тектогенеза, логичнее считать девонскую молассу Казахстана и Тянь-Шаня позднекаледонской молассой. То обстоятельство, что в структурном отношении она входит в герцинский комплекс, отделяясь от собственно каледонского несогласием, не должно нас удивлять, ибо главная складчатость всегда предшествует верхней молассе.

Герцинский этап, геосинклинальный период (вторая половина девона—первая половина раннего карбона). Молассообразование заканчивается к фаменскому веку (кислый вулканизм местами продолжается), происходит выравнивание тектонического рельефа и наблюдается общая трансгрессия моря, перекрывающего как каледониды, так и герциниды. В фамене, турне и раннем визе в пределах большей части области отлагается карбонатная (или терригенно-карбонатная формация), в основном мелководная; на отдельных участках (Карагандинский, Успенский и Акжал-Аксоранский про-

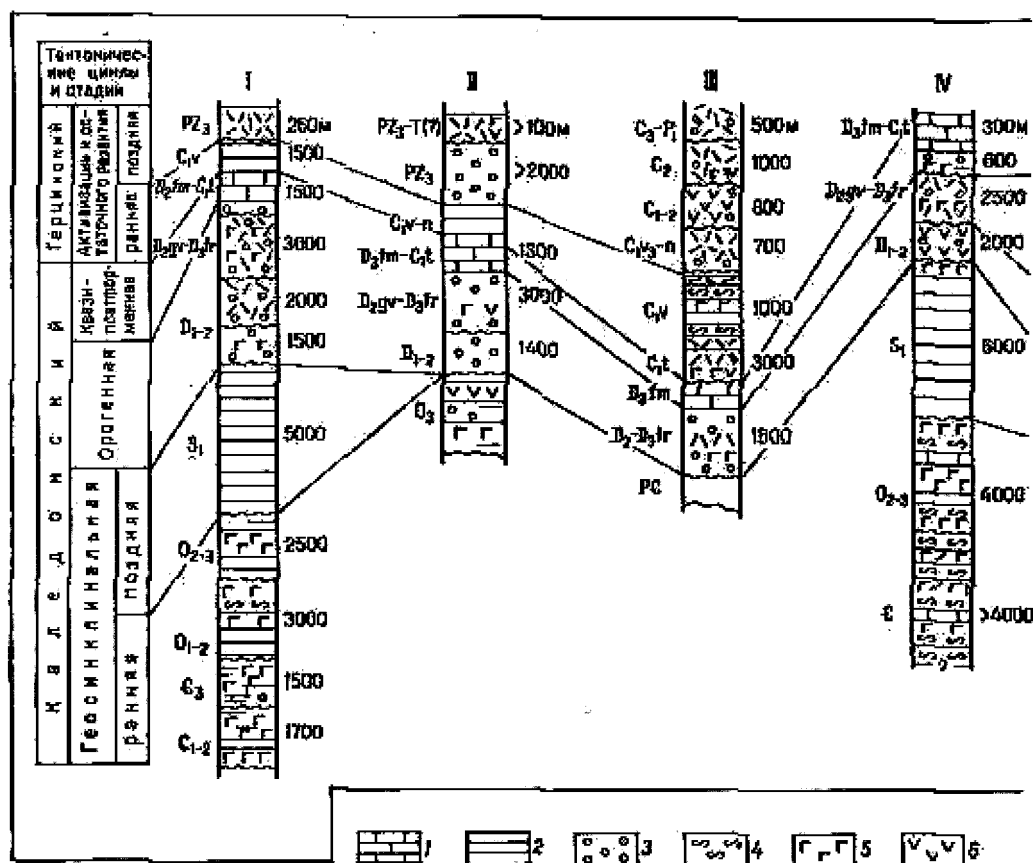
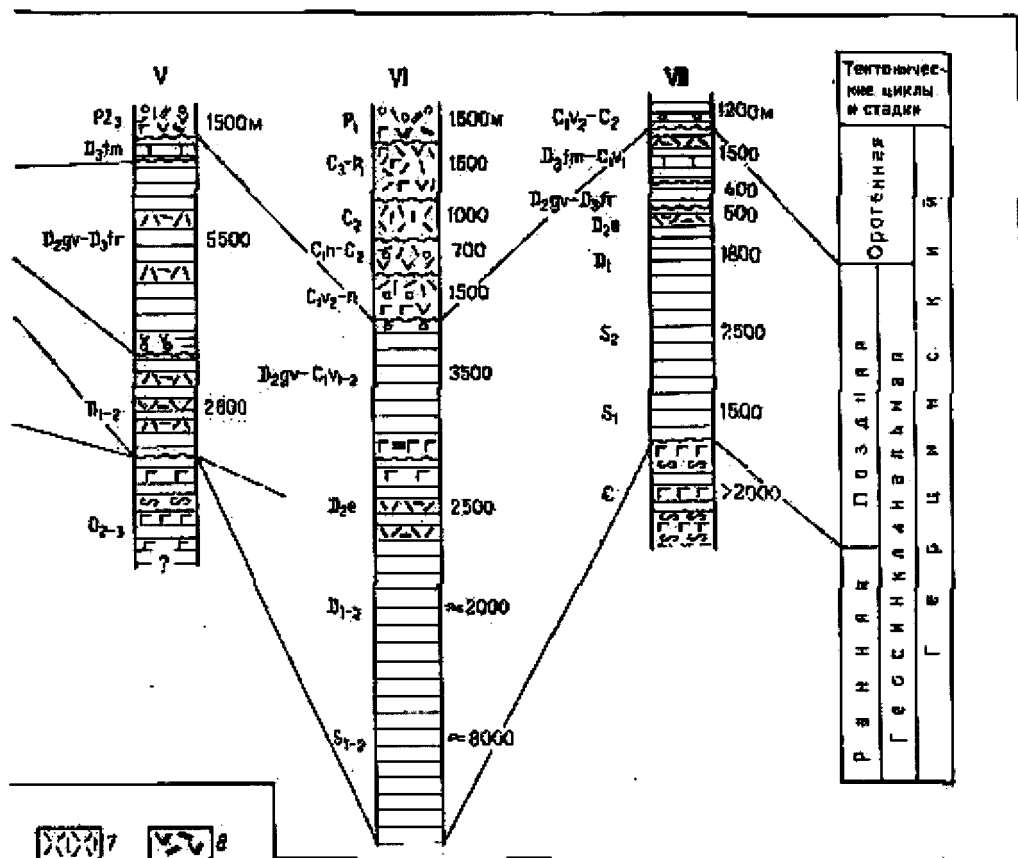


РИС. 88. Формационные ряды основных тектонических зон (I—VII) Центрального Казахстана (по В. Г. Тихомирову, упрощено).

I — Сарысу-Тенгизская зона; II — Талас-Коржумкульская мульда; III — юго-западное крыло Токрауской впадины; IV — Чилик, складчатая часть; V — север Джунгаро-Балхашской области, Карасорский прогиб; VI — север-восток Токрауской впадины; VII — Балхашский активированный.

1 — карбонаты; 2 — морские терригенные осадки; 3 — континентальные обломочные образования; 4 — кремнистые породы; 5 — базальты, андезит-базальты; 6 — андезиты; 7 — дивариты; 8 — трахиты.

гибы) она замещается относительно глубоководными кремнисто-глинистыми образованиями. Максимальная мощность этой формации в области каледонской консолидации наблюдается в окраинной Каратау-Нарынской зоне и наложенном Сарысу-Тенгизском грабен-прогибе, которые могут рассматриваться, особенно первая, как герцинские «карбонатные» многоэпиклинали. Для остальной области каледонской консолидации фамена-визейская карбонатная формация должна расцениваться как квазиэпиформенная, поскольку за ней следует верхнепалеозойский вторично-орогенный комплекс (см. рис. 88). Подобный же характер носит эта формация в пределах остаточного Балхашско-Джунгарского массива, по крайней мере в его западной (Атасуйской) части, образуя верхнюю часть его чехла. В Восточном Прибалхашье карбонатная формация фамена-визе замещается терригенно-вулканогенной (подводные вулканы среднего — кислого состава), а в Джунгарском Алатау кремнисто-терригенно-туфогенной формацией значительной мощностью. По существу, только эта последняя формация (тастауская свита) наряду с кремнисто-глинистой формацией Карагандинской области может считаться характерной для герцинской геосинклинали.



Совершенно иной тектонический режим господствовал в рассматриваемый отрезок времени в Северном Тянь-Шане. Здесь продолжала накапливаться красноцветная континентальная моласса, указывая на сохранение орогенных условий, унаследованных от каледонского этапа.

Герцинийский этап — раннеорогенная стадия (конец раннего карбона — начало перми). В середине визейского века (точнее на границе раннего и среднего визе) Джунгаро-Балхашская геосинклиналь испытала воздействие фазы тектогенеза, получившей в смежной с востока складчатой системе название саурской (от хр. Саур). Движения саурской фазы наиболее интенсивно проявились в северо-западной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали, между Спасской зоной разломов и северным Прибалхашьем. Саурские поднятия привели к расчленению Джунгаро-Балхашского бассейна на отдельные частные прогибы с накоплением нижней молассы, параличской угленосной в Карагадинском бассейне, морской в Саякско-Джунгарском осадочном прогибе, протягивающемся из северо-восточного Прибалхашья в северную часть Джунгарского Алатау. Угленосная моласса накапливается и в Тенизской впадине на Казахстано-Тяньшаньском массиве. В Каратау-Нарынской зоне сохраняются морские условия, но наряду с известняками появляются обломочные породы, вплоть до конгломератов, а также туфы — отголосок вулканизма в Джунгаро-Балхашской системе. В этой последней все более отчетливо вырисовывается новый подковообразный вулканический пояс — Балхашско-Илийский, занимающий более внутреннее положение по сравнению с девонским, и окаймляющий реликтовое поднятие срединного массива вместе с наложенным на его северный край

Саяско-Джунгарским морским прогибом. Субаэральные продукты вулканизма этого пояса относятся к базальто-андезит-липаритовой формации. В пределах пояса и в его внешнем обрамлении распространены гранитоиды, образование которых связывается с саурской фазой тектогенеза. Они известны в Северо-Западном Прибалхашье (Токрауский батолит), в Баянаульском районе на северо-востоке Ерементау-Чуилийской системы, в Чингизе—Тарбагатае, а на юге в северных предгорьях Тянь-Шаня, в Алмаатинской области.

Существование Саяско-Джунгарского прогиба, заполняющегося морскими осадками, и вулканогенного пояса к западу и северу от него продолжается от позднего визе до конца карбона — начала перми (?), причем морской бассейн достигает наибольших размеров в конце среднего — начале позднего карбона (Щерба, 1973). Часть исследователей выделяют в этом интервале фазу складчатости, параллелизуемую с судетской (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974) или астурийской (Беспалов, 1971), и связывает с этой фазой внедрение ряда интрузий гранитоидов, другие же не придают ей серьезного значения. Полное замыкание Джунгаро-Балхашской геосинклинали и оформление ее структуры произошло в начале перми в результате проявления саякской эпохи тектогенеза, возможно соответствующей европейской заальской эпохе, хотя она может быть и несколько более древней. В эту эпоху образуется и одноименный (саякский) диорито-гранодиоритовый комплекс.

Герцинский этап, позднеорогенная стадия (пермский период). Остальная часть пермского периода составляет для Джунгаро-Балхашской системы уже позднеорогенную стадию. В это время по ее периферии продолжает постепенно развиваться вулканоплутонический пояс, испытывавший новое смещение внутрь системы и достигший максимальной ширины. Состав извержений становится резко контрастным — от базальтов до липаритов, а интрузивные магматиты представлены плутонами монзонитов, щелочных гранитов и сиенитов, вплоть до нефелиновых сиенитов, причем распространены эти плутоны в основном в пределах каледонского обрамления Джунгаро-Балхашской системы — от Чингиза—Тарбагатая до Северного Тянь-Шаня. К самому же вулканическому поясу тяготеют пермские интрузии лейкократовых гранитов.

В пределах эпикаледонского Казахстано-Тяньшаньского массива в позднем палеозое, начиная со среднего карбона, произошло обособление таких впадин, как Тенизская и Джекказганская, в то время как периферическая Каратау-Нарынская и поперечная Сарысу-Тенизская зоны оказались втянутыми в поднятие и испытали довольно интенсивные деформации — складчато-надвиговые в первой зоне и складчато-глыбовые во второй. Верхнепалеозойские отложения Тенизской, Джекказганской, а также Карагининской впадин представляют собой красноцветную континентальную крупнообломочную молассу, с подчиненными эвапоритами и медистыми песчаниками в Джекказганской впадине. Ю. А. Зайцев (1972) подчеркивает, что снос во впадины Казахстано-Тяньшаньского массива шел извне — с запада (восточные зоны Урала) или востока (каледонское обрамление Джунгаро-Балхашской системы) и, таким образом, герцинская моласса является здесь аллохтонной, но, вместе с тем, ее значительная, до 2,5—3 км, мощность указывает на повышение подвижности, т. е. активизацию самого массива.

В Северном и Среднем Тянь-Шане в течение среднего — позднего карбона (в Среднем Тянь-Шане — только позднего), а отчасти и перми продолжалось развитие эпикаледонских прогибов. Подобно западу Центрального Казахстана соответствующие отложения образуют красноцветную молассу, но здесь с ней ассоциирует вулканогенная формация андезитового (трахиандезито-базальтового) состава, в основном пермская по возрасту. Разломные ограничения впадин в значительной мере контролировали размещение позднегерцинских плутонов. По южному ограничению Средин-

ного Тянь-Шаня, начиная со среднего карбона и вплоть до раннего триаса, развивался Кураминский вулкано-плутонический пояс, наиболее ярко выраженный в одноименном хребте. В северо-западном направлении он прослеживается в северо-восточные Кызылкумы, а далее к северу, как предполагал А. А. Богданов (1965), вероятно, сливается с Валерьяновским андезитовым поясом Зауралья. Последний, однако, имеет несколько более древний, визе-намюрский возраст и, подобно более древним, нижнекарбовым элементам Балхашско-Илийского пояса, носит характер, переходный от позднегеосинклиального к орогенному. Вулканогенная формация Кураминского пояса имеет достаточно сложный, андезито-дацит-липаритовый состав, с общим увеличением содержания кремнезема, но вместе с тем появлением базальтов в верхах разреза. Аналогичную эволюцию обнаруживает и состав плутонов — от гранодиоритового через гранитовый до аляскитового, с отклонениями до монцонитов и сиенитов.

В орогенный период герцинского этапа в рассматриваемом регионе резко активизировались сдвиговые перемещения, в основном по крупным разломам северо-западного-юго-восточного простирания. К таким сдвигам относится, в частности, Чингизский глубинный сдвиг (Самыгин, 1974), заложенный еще в девоне в период каледонского орогенеза, не проявлявший активности в квазиплатформенную стадию конца девона — начала карбона, но снова возродившийся и распространившийся из области каледонской консолидации в пределы Джунгаро-Балхашской системы в герцинский орогенный период. Разлом и оперяющие его разрывы неоднократно, особенно в конце палеозоя, служили магмовыводящими путями, а также путями циркуляции рудоносных (W, Mo, Au, Cu) растворов. Амплитуда горизонтального смещения по Чингизскому сдвигу достигает 100 км, вертикальные перемещения не превышают 5 км, а протяженность более 700 км.

На северо-западе Чингизский сдвиг сопрягается с Центрально-Казахстанским разломом, протягивающимся в меридиональном направлении от Иртыша до оз. Балхаш и составляющим часть одного из крупнейших планетарных линеаментов, уходящего на севере под чехлом Западно-Сибирской мегасинеклизы в Арктический бассейн, а на юге в Индийский океан. Заложение этого разлома также относится к эпохе каледонского орогенеза (ранний — средний девон), но преобладающее направление смещений было вертикальным. Параллельно Чингизскому сдвигу юго-западнее простираются Джунгарский и Жалаир-Найманский сдвиги. Позднепалеозойский возраст Джунгарского разлома обоснован В. А. Бушем, В. К. Дмитриевой и Л. И. Филатовой (1968); он занимает явно секущее положение по отношению к широтным структурам Джунгарии. Иным является расположение Жалаир-Найманского разлома, совпадающего с юго-западным ограничением соответствующего отрезка Еремантау-Чуилийской системы и являющегося значительно более древним, заложенным, вероятно, еще перед кембрием.

Другим крупнейшим разломом-сдвигом рассмотренной области, но расположенным уже на ее юго-западной периферии является Талассо-Ферганский. Его сдвиговая природа была впервые отмечена В. Н. Огневым и наиболее подробно обоснована В. С. Буртманом, пришедшим к выводу, что как сдвиг этот разлом возник лишь в самом конце палеозоя — в поздней перми. Позднее А. И. Суворов привел соображения, доказывающие, что Талассо-Ферганский разлом существовал уже в силуре, но как сброс. Сдвиговые перемещения по нему проявились впервые в девоне, т. е. опять же в период каледонского орогенеза, но в карбоне и перми разлом этот снова представлял собой в основном сброс с дополнительной сдвиговой компонентой. С конца палеозоя начали преобладать правосдвиговые перемещения. По определению В. С. Буртмана, горизонтальная амплитуда Талассо-Ферганского разлома достигает 200 км (северо-восточное крыло смещено к юго-востоку), а вертикальная не превышает 2,5—3 км. Горизонтальное смещение вдоль разлома

затухает к северо-западу, погашаясь надвигами этого направления в его юго-западном крыле (Чаткальские дуги Срединного Тянь-Шаня), и в районе хр. Каратау его продолжение представляет собой уже глубинный сброс.

Сопряженно с правыми сдвигами северо-западного—юго-восточного направления — Чингизским, параллельными ему Джунгарским, Жалаир-Найманским и др. в Центральном Казахстане в позднем палеозое развивались надвиги и шарьяжи запад-юго-западной—восток-северо-восточной ориентировки — Спасский, Успенский и др. В дальнейшем они были пересечены левыми сдвигами того же простирания, в частности Тектурмасским (Суворов, 1968, 1973).

Позднепалеозойские деформации и связанный с ними магматизм завершают собой длительную историю геосинклинального и орогенного развития Казахстано-Тяньшаньской области, и в начале мезозоя она вступает в платформенный этап развития.

Киммерийско-раннеальпийский, платформенный этап (триас—палеоген). Этот этап в общем не богат событиями. Практически на всем его протяжении основная часть области испытывала слабое и малодифференцированное воздымание, представляя в целом Казахский щит молодой Сибирско-Туранской платформы; более подвижной в первую половину этапа — в триасе и юре была ее западная и южная окраина. Ряд грабенов — Убоганский, Байконурский и другие возникли еще в позднем триасе и продолжили развиваться в начале юры. Наиболее крупными и длительно развивавшимися структурами подобного типа являются приразломные юрские прогибы — Каратауский (Леонтьевский) и Ферганский (Яркендско-Ферганский) с мощным терригенным осадконакоплением и складчатыми деформациями конца юры, свидетельствующими о продолжающейся активности Талассо-Ферганского разлома. С активностью другого разлома — Джунгарского — связано образование Алакольского юрского прогиба. В центральной же части щита известны лишь плоские прогибы — Карагандинский, Илийский, Джаркентский и некоторые другие, унаследованные от позднегерцинской структуры региона. В раннемеловую эпоху все эти прогибы исчезли, основная часть щита несколько усилила свое воздымание. В позднем мелу четко обозначились границы Казахского щита на северо-востоке, севере, западе и юго-западе, слабые опускания с накоплением континентальных осадков захватили отдельные участки Чу-Сарьсуйской и Илийской впадин, а также полосу вдоль верховьев р. Ишим. Сходная обстановка сохранялась вплоть до среднего олигоцена, когда на юге области начались сводово-глыбовые поднятия, приведшие к образованию здесь горной страны — северной окраины Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогена.

Позднеальпийский этап орогенной активизации (неоген—квартер). Хотя начало поднятий, создавших горные сооружения Тянь-Шаня и Джунгарии, относится еще к концу олигоцена, основной размах они получили в плиоцен-четвертичное время. Амплитуда положительных вертикальных движений за неотектонический этап превысила 8 км в Северном Тянь-Шане и 5 км в Джунгарском Алатау. Сопряженно с поднятиями развивались предгорные и межгорные прогибы, которые, однако, и по площади, и по амплитуде абсолютных опусканий уступают поднятиям. К предгорным прогибам относится Предкиргизский (Южно-Чуйский, Фрунзенский) с мощностью кайнозойского выполнения около 3 км, Илийский с Алмаатинской и Джаркентской впадинами, где мощность мезозоя и кайнозоя составляет 3—4 км, Южно-Прибалхашский (глубина до 1—1,5 км) и Алакольский. Они сменяют друг друга кулисообразно, в связи с тем, что от основной области новейших воздыманий в северо-западном направлении отходят отроги — Каратауский, Чу-Илийский, Джунгарский, Чингиз-Тарбагатайский. Эти «апофизы» эпиплатформенного орогена отнюдь не случайно проникают в тело платформы вдоль основных позднегерцинских сдвигов, так как структурный план новей-

шего орогенеза вообще обнаруживает хорошее соответствие позднегерцинскому плану, сохранившемуся и на промежуточном платформенном этапе. Поэтому не случайно неоген-четвертичные прогибы оказываются наложенными на юрские (юрско-меловые), а последние — на среднепалеозойские, разумеется с некоторым смещением. Это относится и к межгорным прогибам, крупнейшими из которых являются Иссыккульский, Текесский (в той же полосе), Нарынский. Амплитуда абсолютного погружения этих прогибов достигает 3—6 км (Иссыккульская впадина). Как отмечалось выше, прогибы, как правило, сопрягаются с поднятиями по разломам, вдоль которых наблюдаются приразломные складчатые деформации молодого чехла. Высокая сейсмическая активность указывает на продолжающиеся интенсивные тектонические процессы на юге области, а повторное нивелирование — на дальнейшее распространение горообразования в северном направлении.

11. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ

Палеозойская складчатая область Центрального Казахстана, занимающая внутреннее положение в Урало-Охотском геосинклиналином поясе, считается характерным примером геосинклиналиной области мозаичного строения. Действительно, в ее сложившейся к концу палеозоя структуре более или менее равнозначно проявлены элементы различной ориентировки — меридиональной и широтной, северо-западной и северо-восточной. Такая мозаичность нередко, еще со времен Н. Г. Кассина, считается результатом несогласного наложения герцинской структуры на каледонскую; это пересечение на схемах Н. Г. Кассина наиболее ярко выражено к востоку от выделенного позднее Центрально-Казахстанского разлома и к северу от широты Джекказгана. Вместе с тем и сами складчатые дуги, каледонские и герцинские, и породившие их прогибы, разделенные жесткими глыбами, имеют, по Н. Г. Кассину, достаточно изменчивые простирания — вторые в основном широтные, первые — от меридиональных на севере до широтных на юге.

Из концепции Н. Г. Кассина вытекало, что герцинский этап развития Центрального Казахстана должен быть четко обособлен от каледонского. Однако несколько позднее Н. С. Шатский, возглавлявший крупную экспедицию Академии наук СССР, высказал противоположную точку зрения: «...На границе древнего палеозоя и девона, т. е. между каледонским периодом складчатости и герцинским, в пределах Казахской складчатой страны не произошло резкого, принципиального, если можно так выразиться, изменения общего плана складчатости: герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций Казахстана». Этот тезис, из которого логически следовала если не бесполезность, то, во всяком случае, сугубая условность выделения в Центральном Казахстане каледонид и герцинид, был в дальнейшем развит сотрудниками Н. С. Шатского по работе в этой области, и в особенности Н. Г. Марковой (1964), которая, ссылаясь на незавершенность каледонской складчатости в планетарном масштабе, отстаивала положение о единой палеозойской складчатости в Казахстане.

Между тем, уже в 1954 г. В. Ф. Беспалов ввел в литературу представление о Джунгаро-Балхашской герцинской провинции, противопоставленной им остальному — каледонскому Центральному Казахстану. А. А. Богданов (1955 г.) возродил на новой основе идею А. Д. Архангельского об эпикаледонском Казахстано-Тяньшаньском срединном массиве, исключив из него, однако, Чингиз-Тарбагатайскую зону и проведя границу каледонид с герцинидами по девонскому вулканическому поясу. Н. Г. Маркова, хотя и подчеркивала единство палеозойского мегацикла, тем не менее предложила схему (в общем весьма удачную) районирования региона с выделением

ранних каледонид, поздних каледонид и герцинид¹. В настоящее время разделение Центрального Казахстана на области каледонской и герцинской консолидации стало общепринятым, хотя граница между ними проводится по-разному.

Пытаясь объективно оценить общую картину строения и развития Казахстано-Тяньшаньской области, можно констатировать следующее.

Прежде всего, эта область расположена на общем повороте Урало-Охотского пояса к юго-востоку и югу, на участке, где меридиональные, уральские простирания сменяются через северо-западные широтными, центрально-азиатскими. На этом изломе закономерно появляются разломы, направленные по биссектрисе к углу, образуемому меридиональным и широтным отрезками пояса, т. е. в северо-восточном направлении. Крупная зона разломов северо-восточного направления — Бельтауская — выявлена в Северных Кызылкумах, в районе гор Бельтау, где с ней совпадает окончание Бельтауско-Кураминского позднепалеозойского вулканического пояса. На ее северо-восточном продолжении находится южное окончание Улутауского поднятия; далее она, вероятно, пересекает фундамент Джезказганской впадины и продолжается вдоль «широтного» отрезка девонского вулканического пояса Центрального Казахстана; ей более или менее параллельны структуры Южно-Карагандинской зоны, обладающие в общем аномальным для Центрально-Казахстанского палеозойского массива простиранием. Как мы увидим дальше, основные меридиональные, северо-западные и широтные простирания играли неодинаковую роль в истории области. Отмирание геосинклинального режима происходило с севера и северо-запада на юго-восток и юг и соответственно изменялась роль каждого из этих направлений.

Сложность структурного плана Казахстано-Тяньшаньской области обусловлена далее, очевидно, тем, что при заложении Урало-Охотского пояса здесь сохранилась достаточно крупная глыба континентальной коры, которая в конце докембрия раскололась на три глыбы (средних массива) меньших размеров: Тургайско-Сырдарьинскую, Кокчетавско-Муонкумскую и Балхашско-Джунгарскую. Конфигурация этой Казахстано-Тяньшаньской глыбы и направление ограничивающих ее разломов и определили господство меридиональных простираний по ее западной периферии, широтных — по южной и северо-западных — по северо-восточной. При этом занимавший центральное положение Кокчетавско-Муонкумский массив стал на исходе каледонского этапа центром кристаллизации регенерированной и новообразованной континентальной коры.

Необходимо подчеркнуть, что в отличие от герцинского этапа геосинклинальное развитие на каледонском этапе охватило практически весь регион, проявившись в резко ослабленной форме лишь на отдельных участках Кокчетавско-Муонкумского массива. На каледонский этап и, точнее, на начало кембрия падает «расцвет океаничности» Казахстано-Тяньшаньской области. Однако даже в пору этого расцвета здесь вряд ли существовали широкие, в смысле многотысячекилометровых, пространства с вполне океанической корой; скорее это были бассейны более ограниченных (до 1000 км) в поперечнике размеров, разделенные микроконтинентами, но находившиеся в центральной части Урало-Охотского палеоокеана. Уже со среднего кембрия начался энергичный процесс заполнения этого пространства новообразованной континентальной корой, усилившийся в конце кембрия и особенно в конце ордовика. Таконские деформации затронули не только область последующей эпикаледонской консолидации, но и территорию будущей

¹ Любопытно внутреннее противоречие в выводах Н. Г. Марковой по этому вопросу ... «На территории Центрального Казахстана четко выделяются три тектонических зоны, условно (подчеркнуто мною — В. Х.) описанные нами под именем раннекаледонской, позднекаледонской и герцинской» (Маркова, 1964, с. 137).

Джунгаро-Балхашской системы; мнение о «сквозном» развитии этой системы в течение раннего и среднего палеозоя (Н. А. Афоничев) представляется недостаточно обоснованным (Кошкин, 1971), хотя интенсивность каледонских деформаций здесь, вероятно, была минимальна.

Каледонский структурный план региона отличался, видимо, значительно большей «стройностью», чем герцинский. Каледонские «дуги» опоясывают Кокчетавско-Мулюнкумский массив с запада и юга, ранние (и отчасти поздние) каледониды заполняют пространство между ними и Балхашско-Джунгарским массивом, а также обрамляют этот последний массив на северо-востоке, смыкаясь с предыдущими на его северном окончании.

Мощный позднеордовикский гранитоидный магматизм на западе и юге региона был скорее всего связан с активностью зоны Беньюфа, опоясывавшей Кокчетавско-Мулюнкумский массив с запада и юга и наклоненной под этот массив. Другую такую зону следует предполагать по северо-восточному обрамлению Чингиз-Тарбагатайской островной дуги. Уже в силуре наблюдается резкое смещение геосинклиального процесса к востоку и югу, но полное обособление Джунгаро-Балхашской системы относится ко второй половине девона, к периоду после тельбесских деформаций. Эти деформации локализованы по северо-западной периферии Балхашско-Джунгарского массива и связаны с коллизией между этим массивом и северо-восточным выступом области раннекаледонской консолидации. Северо-западный край Балхашско-Джунгарского массива был, вероятно, определен Бельтауско-Карагандинским диагональным разломом. Продуктом тельбесских деформаций явилась Южно-Карагандинская складчатая зона на западе несколько дискордантная по отношению к каледонидам, но на востоке параллельная их Майкаинской ветви. Тельбесские деформации здесь в дальнейшем были усилены герцинскими шарьяжами. Герцинская Джунгаро-Балхашская система не сопоставима ни по размерам, ни по интенсивности проявления геосинклиального процесса с каледонскими геосинклиальными. Она несомненно носит характер остаточной¹ по отношению к последним, как отметил впервые Б. И. Борсук и представляет в палеотектоническом плане типичную брахи-геосинклиаль (по А. В. Пейве—В. М. Синицыну), а в палеогеографическом — бассейн типа внутреннего (например, современного Черного моря) с субокеанической, если не субконтинентальной корой. О том, что кора была все же ближе к океанической, могут свидетельствовать выходы офиолитов вдоль Джунгарского разлома. На юго-востоке эта необычная геосинклиаль вливалась уже в настоящую, эвгеосинклиальную Иртышско-Южномонгольскую систему.

Обращает на себя внимание господство в герцинской структуре северо-западных простираний, на юго-востоке переходящих в широтные, а на северо-западе прерываемых Карагандинской трансформой. С разломами северо-западного простирания следует связывать образование своеобразной зоны глыбово-складчатых деформаций — Сарысу-Тенизской, которая по мощности слагающей ее терригенно-карбонатной формации D_3 — C_1 сравнима со смежной с запада Каратау-Таласской миеосинклиалью, но резко отличается от нее по тектоническому стилю. Именно эта зона дает наиболее разительный пример несогласного наложения герцинских структур на каледонские, но первые являются альпийскими, а вторые — германотипными. Противоположный пример унаследованного каледонско-герцинского развития представляет Чингиз—Тарбагатай, где салаирскими движениями были намечены и таконскими оформлены частные антиклинории, синклинории были смяты в складки в конце силура — начале девона, а общая мегантиклинорная структура сложилась в течение герцинского этапа. Сложность деформа-

¹ Вернее, остаточно-возрожденной, если перерыв в основании силура наблюдается повсеместно в ее пределах.

ций здесь последовательно уменьшается от одного структурного яруса к другому, от антиклинорий к синклинориям. Сарысу-Тенизский пример относится к древнему ядру Казахстано-Тяньшаньской области, Чингиз-Тарбагатайский — к ее периферии, пограничной с Обь-Зайсанской герцинской геосинклинальной системой.

На герцинском этапе происходило последовательное смещение вулканического пояса в направлении центральной части Джунгаро-Балхашской системы (и остаточного срединного массива?). Что касается гранитоидных плутонов, то они заполняют практически все пространство системы, а также развиты в Северном Тянь-Шане и Чингиз-Тарбагатае. Очевидно, логичнее связывать весь этот магматизм с единой зоной Бенъофа, проходящей в широтном направлении к югу от всего Казахстано-Тяньшаньского, а восточнее Алтае-Монгольского региона (континентальная окраина андского типа), чем с существованием отдельных таких зон по периферии Джунгаро-Балхашской системы. Неравномерное же распределение вулканитов, очевидно, было связано с зонами проницаемости по периферии областей более ранней консолидации, окружающих остаточную Джунгаро-Балхашскую геосинклиналь.

Самостоятельное происхождение могут иметь Чингиз-Тарбагатайский и Бельтау-Кураминский пояса средних и кислых вулканитов и гранитоидов, непосредственно смежные с активными герцинскими геосинклиналями.

В эпоху альпийского орогенеза поднятия, приведшие к возрождению горного рельефа, проявились в основном в южной широтной полосе региона и лишь в ослабленной форме распространились севернее вдоль разломов северо-западного направления (Жалаир-Найманского, Чингизского). Впрочем, северо-западная ориентировка структур продолжает ощущаться и на неотектоническом этапе на всем пространстве от Амударьи до Восточного Саяна.

Подводя итоги сказанному, можно прийти к выводу, что своеобразие структурного рисунка Казахстано-Тяньшаньской области обязано трем главным обстоятельствам: во-первых, ее положению на общем изломе Урало-Охотского пояса от меридионального простираения через юго-восточное к широтному; во-вторых, сохранению в ее пределах при заложении пояса крупных глыб более древней континентальной коры; в-третьих, последовательной смене во времени преобладающей роли сначала меридиональных (каледонский этап), затем северо-западных (на герцинском этапе) и, наконец, широтных (с конца герцинского этапа) структурных направлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971. 126 с.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. XL, 1965, вып. 5 и 6, с. 40—68 и с. 8—42.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. — «Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1961, вып. 41, 498 с.
- Буртман В. С. О Талассо-Ферганском сдвиге. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 12, с. 37—50.
- Буртман В. С. Талассо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 128—151.
- Буш В. А., Дмитриева В. К., Филатова Н. И. Структурное положение, история развития и строение Джунгарского разлома. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 77—87.
- Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971. 661 с.
- Геология СССР, т. XX, Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М., «Недра», 1972. 380 с.
- Геология СССР, т. XL, Южный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М., «Недра», 1971. 534 с.

- Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 2. М., «Недра», 1972. 314 с.
- Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1966. 255 с.
- Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере палеозойского Казахстана и Средней Азии. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 99—114.
- Зайцев Ю. А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1974, № 3, с. 32—52.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1972, № 4, с. 19—35.
- Земная кора Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1974. 287 с.
- Кабанов Ю. Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. XLVII (5), с. 39—46.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, «Илим», 1972. 79 с.
- Кошкин В. Я. Центрально-Казахстанский сдвиг. — «Геотектоника», 1969, № 1, с. 52—67.
- Кунин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессий по геофизическим данным. М., «Недра», 1968. 263 с.
- Макарычев Г. И. Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня. — «Геотектоника», 1974, № 5, с. 3—18.
- Макарычев Г. И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дисс. М., 1975. 68 с.
- Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан). — «Геотектоника», 1973, № 6, с. 75—87.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964. 376 с.
- Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., «Наука», 1969. 245 с.
- О добычальском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань). — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 2, с. 407—409. Авт.: В. В. Киселев, В. Г. Королев, А. А. Краснобаев, В. Н. Кривошукская, У. Усманов.
- О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан). — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1968, № 1, с. 76—91. Авт.: Е. А. Бабичев, И. А. Богоявленская, Л. В. Бульго, О. А. Мазарович, О. В. Минервин, О. М. Розен.
- Розен О. М. Рифей Кокчетавского массива. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 7, с. 102—114.
- Самыгин С. Г., Третьяк В. Г. О структурных соотношениях Чингизского разлома с фундаментом Алакольской впадины и Джунгарским разломом (Восточный Казахстан). — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 89—94.
- Самыгин С. Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М., «Наука», 1974. 207 с.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971. 237 с.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968. 315 с.
- Суворов А. И. Новые данные о строении Тектурмасской зоны (Центральный Казахстан). — «Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 3, с. 677—680.
- Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970. 195 с.
- Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974. 181 с. Авт.: Л. П. Зоненшайн, Р. М. Антонюк, В. Ф. Беспалов, Ш. Е. Есенов, В. Я. Кошкин.
- Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971. 213 с.
- Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1963, № 5, с. 8—20. Авт.: А. А. Богданов, Ю. А. Зайцев, О. А. Мазарович, А. А. Максимов, В. Г. Тихомиров, Н. П. Четверикова.
- Тихомиров В. Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М., «Недра», 1975. 148 с.
- Филатова Л. И. Основные понятия и проблемы стратиграфии метаморфического комплекса Центрального Казахстана. «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1976, № 1, с. 19—33.
- Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973. 280 с.
- Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. XLV (6), с. 5—28.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964. 376 с.
- Щерба И. Г. Герцинская структура Северного Прибалхашья. М., «Наука», 1973. 163 с.

Глава XI

ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

1. ГРАНИЦЫ, ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Южно-Тяньшаньская герцинская складчатая система простирается от низовьев р. Амударьи (хр. Султануиздаг) через Кызылкумы, где она имеет северо-западное — юго-восточное простирание, и далее через хребты советского Южного Тянь-Шаня — Туркестанский, Алайский, Зеравшанский, Гиссарский, Ферганский, Кокшаальский, переходя на востоке вдоль последнего хребта на территорию Китая и постепенно сужаясь и выклиниваясь в этом направлении в его пределах. Здесь простирание системы становится уже восточно-северо-восточным. На северо-западе, в низовьях Амударьи, в Султануиздагском тектоническом узле Южно-Тяньшаньская система сочленяется с Уральской, характер этого сочленения рассматривается специально в конце данной главы. На северо-востоке Южно-Тяньшаньская система ограничивается Тургайско-Сырдарьинским срединным массивом, восточное окончание которого скрыто под молодой (мезо-кайнозойской) Ферганской впадиной; отторженец этого (?) массива вновь появляется в Сарыджазской глыбе на юго-востоке Киргизии. Южным ограничением Южно-Тяньшаньской системы на советской территории служит Каракумско-Таджикский срединный массив, а на китайской — Таримский. От обоих массивов система отделена крупнейшими разломами соответственно Южно-Ферганским и Главным Гиссарским.

На своем более чем полуторатысячекилометровом протяжении Южно-Тяньшаньская система, подобно другим складчатым системам, обнаруживает естественное членение на сегменты, несколько отличающиеся по своей структуре и развитию, а также по характеру ограничений, и разделенные поперечными или диагональными разломами. Вслед за Д. П. Резвым (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974) можно выделить три таких сегмента — западный, или Кызылкумский, юго-восточного простирания, слабо вовлеченный в новейший орогенез; центральный, или Гиссаро-Алайский, субширотного простирания, испытавший интенсивное новейшее горообразование; восточный, или Фергано-Кокшаальский, восточно-северо-восточного простирания, также вовлеченный в неотектоническую активизацию. Западный сегмент отделяется от центрального Западно-Тяньшаньским разломом северо-восточного направления, а центральный от восточного — юго-восточным отрезком Талассо-Ферганского сдвига. Структурно-формационные зоны центрального сегмента, особенно северные, при приближении к Талассо-Ферганскому разлому испытывают резкий поворот к северу и даже северо-северо-западу, в соответствии с направлением смещений по этому сдвигу. Благодаря этому продолжение южно-тяньшаньских зон появляется в восточном и северо-восточном замыкании Ферганской впадины (хр. Ферганский, Баубашата и смежные с ними). Сегменты отличаются и по ширине — западный более 300 км, центральный порядка 150 км, восточный еще меньше, — и по набору структурно-формационных зон.

Советская, т. е. большая, часть Южно-Тяньшаньской системы характеризуется высокой степенью геологической изученности. В результате многолетних исследований Н. М. Синицына, Д. П. Резвого, П. Д. Виноградова, А. Е. Довжикова, М. М. Кухтикова была разработана определенная концеп-

ция строения Южного Тянь-Шаня. Согласно этой концепции Южный Тянь-Шань четко разделяется на несколько продольных структурно-формационных зон, разграниченных глубинными разломами и развивавшихся практически независимо на протяжении всего палеозоя, т. е. всей геосинклинальной (и эпигеосинклинально-орогенной) истории. В центральном сегменте с севера на юг Д. П. Резвым соответственно выделяются следующие зоны: 1) Карачатырская (краевой прогиб); 2) Туркестано-Алайская (на востоке Кичикалайская); 3) Зеравшанская (или Туркестано-Зеравшанская); 4) Зеравшано-Гиссарская (или Зеравшано-Алайская, на востоке Восточно-Алайская); 5) Южно-Гиссарский вулкано-плутонический пояс. Каждая из этих зон обладает шириной порядка 25—30 км. Карачатырская зона отделена от Туркестано-Алайской Южно-Ферганским глубинным разломом, Туркестано-Алайская от Зеравшанской — Туркестанским разломом, Зеравшанская от Зеравшано-Гиссарской — Зеравшанским разломом; Зеравшано-Гиссарская зона ограничивается с юга Северо-Гиссарским (Главным Гиссарским) разломом, за которым и начинается Южно-Гиссарский вулкано-плутонический пояс. Следует подчеркнуть, что Главный Гиссарский разлом составляет лишь небольшой отрезок крупнейшего линеймента, уходящего на западе через Туранскую плиту и Каспий в Европу, а на востоке продолжающегося вдоль северного ограничения Таримского массива и Китайско-Корейской платформы (Сарматско-Туранский, или Центрально-Евразийский линеймент).

Внутренняя структура каждой из выделенных структурно-формационных зон представляется в данной концепции в виде чередования антиклинорий (часто веерообразных) и синклинорий. Допускается (в последнее время) существование пологих надвигов ограниченной амплитуды. Что касается истории Южного Тянь-Шаня, то большинство исследователей склонялось к мнению о возникновении Южно-Тяньшаньской геосинклинали в раннем палеозое на континентально-платформенном основании; спорным оставалось лишь время ее заложения.

В последние годы в противоположность этой устоявшейся и, казалось бы, прочно обоснованной концепции строения Южного Тянь-Шаня, возникло новое представление о его гораздо более сложной, шарьяжной структуре (Г. С. Поршняков) и о заложении на коре не континентального, а океанического типа (В. С. Буртман, С. С. Шульц, мл., Г. И. Макарычев). Существование шарьяжей, по крайней мере в Алайском хребте и в горном массиве Тамдытау в Кызылкумах, представляется совершенно бесспорным, но единой модели шарьяжной структуры Южного Тянь-Шаня ее сторонники пока не представили; обсуждаются лишь различные, причем существенно различные ее варианты (Буртман, 1973; Поршняков, 1973).

По существу, охарактеризованные выше концепции исходят из диаметрально противоположного представления об условиях образования общей структуры Южного Тянь-Шаня и, в частности, своеобразного изгиба слагающих его зон в полосе Талассо-Ферганского разлома. Первая концепция «фиксистско-вертикалистская» основывается на том, что современный сложившийся еще к началу мезозоя структурный план Среднего и Южного Тянь-Шаня непосредственно отражает его первичную, геосинклинальную структурно-формационную зональность. Во второй концепции принимается более или менее существенная перестройка этого плана в результате проявления шарьяжей и смещения по Талассо-Ферганскому сдвигу. При этом, по мнению Г. И. Макарычева (1975), проявление шарьяжей ограничивалось южной и восточной периферией Ферганской впадины, а сами шарьяжи перемещались к северу в Южной Фергане и к северо-западу в Восточной Фергане, т. е. в направлении восточного окончания Тургайско-Сырдарьинского массива. Особая роль принадлежала досилурий-

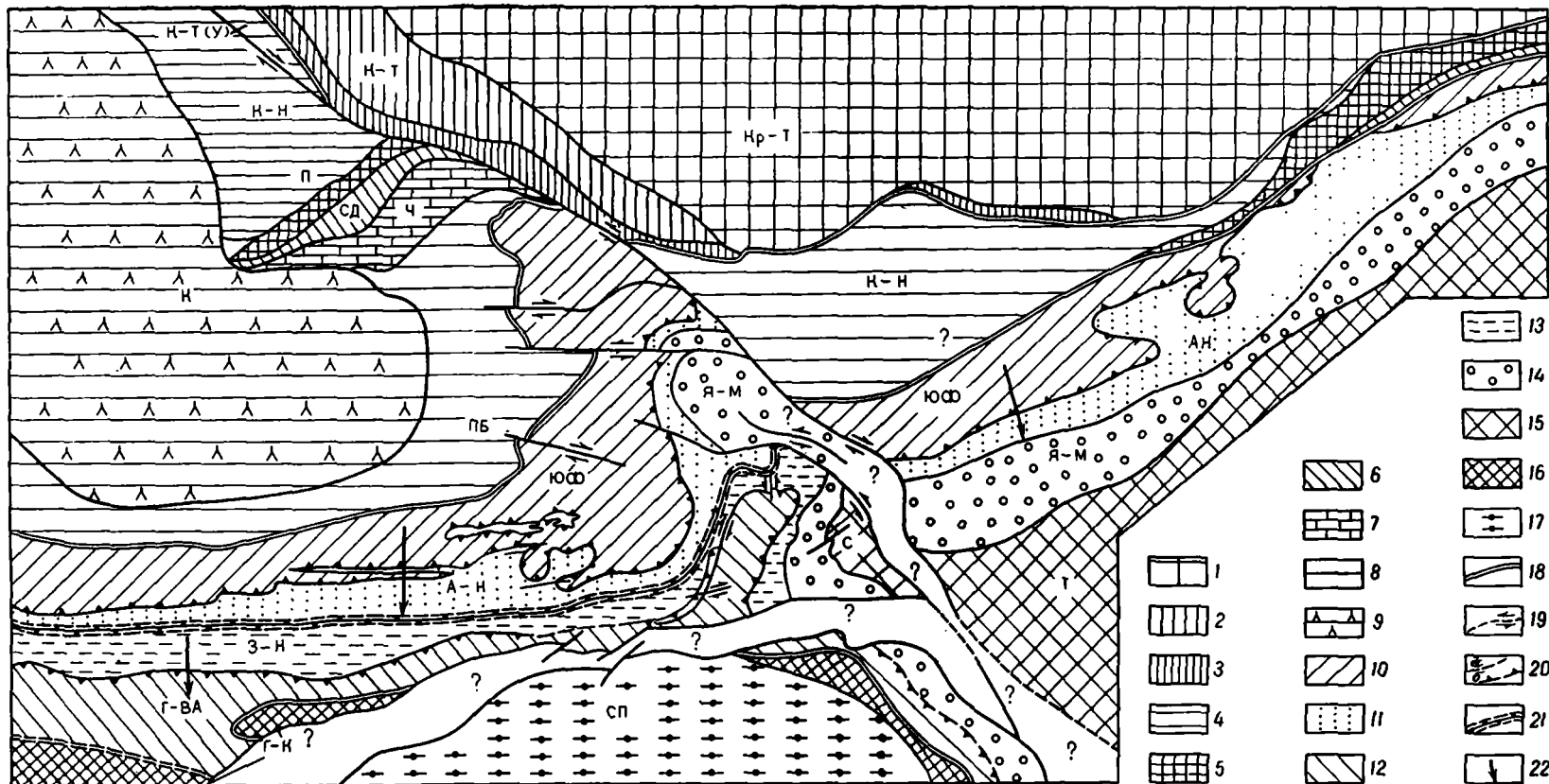


РИС. 90. Схема докембрийской тектоники Тянь-Шаня (по Е. И. Зубцову, Г. С. Поршнякову, А. В. Яговкину).

1-3 — Байкальско-каледонская складчатая область Северного Тянь-Шаня: 1 — Киргизско-Терской эвгеосинклинальная зона (Кр-Т), 2 — Каратау-Таласская многоэосинклинальная зона (К-Т), 3 — Кокджот-Узунхатская подзона (К-Т/У); 4-9 — дорифейский массив Среднего Тянь-Шаня, активизированный в каледонскую и герцинскую эпохи: 4-7 — Чаткало-Нарынская зона; 4 — Каратау-Нарынская подзона (К-Н), 5 — Пскемско-Сарыджазская подзона (П), 6 — Саидаласская подзона (СД), 7 — Чаткальская подзона (Ч); 8-9 — Чаткало-Кураминская зона; 8 — Пистали-Восбуутская подзона (ПБ), 9 — Кураминская подзона (К), 10-11 — герцинская складчатая область Южного Тянь-

Шаня: 10 — Южноферганско-Джангджирская эвгеосинклинальная зона (ЮФ), 11 — Алайско-Кокшаальская многоэосинклинальная зона (А-К); 12-13 — Зеравшано-Восточно-Алайская герцинская складчатая область: 12 — Гиссаро-Восточно-Алайская эвгеосинклинальная зона (Г-ВА), 13 — Зеравшано-Калмакауская многоэосинклинальная зона (З-К); 14 — Ясинско-Майдангагская герцинская многоэосинклинальная зона (Я-М); 15 — Таримский платформенный массив (Т) и Сулутерская глыба (С); 16 — Гиссаро-Каракумская зона активизированных срединных массивов (Г-К); 17 — позднегерцинская складчатая область Северного Памира (СП); 18 — границы складчатых областей; 19 — границы тектонических зон и подзон (а), в том числе надвиговые (б); 20 — сдвиги; 21 — Кулбеджилинский «бар» (зона встречных надвигов); 22 — направление перемещения по надвигам и сдвигам (добавлено мною — В. Х.).

скому офиолитовому комплексу, обнаженному вдоль Южно-Ферганского разлома.

Другой возможный вариант надвигового строения Южного Тянь-Шаня обсуждался Г. С. Поршняковым (1973). Этот вариант учитывает тот факт, что помимо собственно Южно-Ферганской офиолитовой зоны, проходящей через Кан (Макарычев, Куренков, 1974), таких офиолитовых зон на севере Гиссаро-Алая имеется еще три. Если считать, что каждая из этих зон представляет порождение особого эвгеосинклинального трога, то надо предположить, что эти трогии раздавливались в процессе общего сжатия системы, а их содержимое надвигалось в противоположные стороны на разделяющие эти трогии широкие геоантиклинали с преимущественно известняковыми разрезами. Эта модель надвигового строения Тянь-Шаня является наименее правдоподобной; убедительные доводы против нее приводятся Г. С. Поршняковым (1973, с. 163—164), одно время отдававшим ей предпочтение. Две другие модели заслуживают наибольшего внимания, и между ними в настоящее время очень трудно сделать выбор.

Модель одностороннего движения покровов с севера на юг отстаивается В. С. Буртманом (1973) и, в другом варианте, С. С. Шульцем, мл. (Тектоника Урало-Монгольского..., 1974). В этой схеме практически не находит места Южно-Гиссарский офиолитовый пояс. Модель двустороннего встречного надвижения с севера и с юга от обоих краевых офиолитовых поясов к центру системы предложена Г. С. Поршняковым (1973). Легко видеть, что обе модели практически одинаково рисуют строение северной половины системы, а расхождения касаются ее южной половины, отсутствующей в восточном сегменте (см. вкладку рис. 89 и рис. 90).

Мы начнем характеристику современной структуры Южного Тянь-Шаня с его центрального, наилучше обнаженного и изученного сегмента.

2. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ (ГИССАРО-АЛАЙСКИЙ) СЕГМЕНТ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

На севере окраинным элементом Южного Тянь-Шаня является Карачатырский тыльный позднепалеозойский прогиб, наложенный на южный край Тургайско-Сырдарьинского срединного массива. Палеозойские образования Карачатырской зоны выступают в настоящее время на поверхность в ядрах альпийских горст-антиклиналей южного обрамления Ферганской впадины. Карбонатный средний палеозой, составляющий, очевидно, чехол массива, согласно перекрывается мощным терригенным морским карбоном (нижняя моласса) и лагунно-континентальной красноцветной нижней пермью (верхняя моласса), смятыми в крупные и довольно простые складки.

Карачатырская зона сменяется непосредственно южнее, за крупным разломом — краевым швом Южно-Тяньшаньской системы, Южно-Ферганской эвгеосинклинальной офиолитовой зоной — первой с севера зоной собственно Южного Тянь-Шаня. Непосредственно в полосе Южно-Ферганского разлома, неоднократно обновлявшегося вплоть до неотектонической эпохи, офиолитовый комплекс превращен в типичный серпентинитовый меланж, великолепно обнаженный в районе Кана, детально изученный и описанный здесь Г. И. Макарычевым и С. А. Куренковым. Как показали эти исследователи, меланж был сформирован уже к намюрскому веку (в намюре развиты серпентинитовые кластолиты), но в дальнейшем повторно вовлекался в интенсивные движения и включает благодаря этому блоки юрских и меловых пород, принадлежащих к выполнению Ферганской впадины.

Относительно ненарушенный разрез офиолитового комплекса был обнаружен Г. И. Макарычевым южнее, в районе Сартале, где наблюдается после-

довательность от серпентинизированных гипербазитов и габбро через пикриты, диабазы и спилиты с прослоями красных яшм и кремнистых сланцев до терригенно-сланцево-эффузивных образований с фауной нижнесилурийских граптолитов. Последние образования лежат трансгрессивно на собственно офиолитовом комплексе, позволяя допускать его значительно более древний возраст. Г. И. Макарычев считает возраст канских офиолитов рифейским, точнее доверхнерифейским, основываясь на присутствии в Канском меланже глыб зеленых метаморфических сланцев с возрастом 1000 млн. лет и, рассматривая их как элемент офиолитового комплекса и одновременно фундамента Ферганской впадины, т. е. Сырдарьинского массива. По мнению В. С. Буртмана, зеленые сланцы канского типа принадлежат только фундаменту Ферганской впадины и были надвинуты с севера на Южно-Ферганский офиолитовый комплекс. По мнению же Г. И. Макарычева, надвигание в южном обрамлении Ферганской впадины шло с юга на север и Сарталинский разрез принадлежит более южной и верхней чешуе, чем Канский меланж. Возраст сарталинских офиолитов принимается при этом раннепалеозойским.

В. С. Буртман считает, что разрез Южно-Ферганской эвгеосинклинали залегает везде в аллохтонном положении, слагая обычно один из наиболее верхних покровов Южного Тянь-Шаня, и реконструирует такую первичную последовательность этого разреза: 1) аспидная, вулканогенно-терригенная или кремнисто-терригенная формация силура — более 1000 м; 2) спилит-диабазовая и андезит-базальтовая формация девона — от 500 до 3000 м; 3) кремнисто-карбонатно-туфовая формация раннего карбона — до 500 м.

Д. П. Резвой выделяет полосу развития офиолитов в низких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов в качестве зоны глубинного разлома, состоящего из ряда «ветвей». Именно этим, а не шарьяжами он объясняет такую особенность Южно-Ферганской зоны как «...частое чередование узких полос совершенно различного формационного облика и с совершенно несходными типами среднепалеозойских разрезов, которые меняются на коротком расстоянии. Подобная формационная неустойчивость могла явиться результатом частой смены узких линейно вытянутых седиментационных прогибов с еще более узкими поднятиями — кордильерами. Линейное расположение очагов былой офиолитовой деятельности и присутствие относительно крупных и тоже линейно вытянутых тел ультраосновного состава подтверждают существование здесь глубинных разломов. Складчатые формы в этой тектонической зоне фрагментарны; преобладают моноклинали, разграниченные разрывными нарушениями разных порядков» (Геология СССР, т. XXV, кн. 2, 1972, 226 с.). Думается, однако, что шарьяжная трактовка всех этих особенностей зоны значительно более убедительна, чем глубинно-разломная. Субвертикальный разлом глубинного типа возник (или возродился) здесь лишь в позднем палеозое (по северному ограничению зоны) и проявлял активность на неотектоническом этапе.

К югу от Южно-Ферганской зоны обычно выделяют Туркестано-Алайскую зону¹, занимающую высокие предгорья одноименных хребтов. Для этой зоны характерным считается полный разрез среднего палеозоя с терригенным (аспидная формация) силуром мощностью до 2—2,5 км и карбонатным девоню — нижним и средним карбоном («алайский» тип разреза, по Г. С. Поршнякову, ярко проявленный в рельефе) мощностью 1—3 км; общая мощность среднего палеозоя зоны, по В. С. Буртману, от 1 до 5 км; выше залегает флиш и олистостромовая формация намюра — позднего карбона мощностью от 50 до 500 м. Эти образования чаще всего находятся в автохтонном или паравтохтонном залегании и образуют крупные складки, слагающиеся в антиклинорий, прорванный по оси средне-

¹ Ее восточная часть обособлена Д. П. Резвым в самостоятельную Кичикалайскую зону.

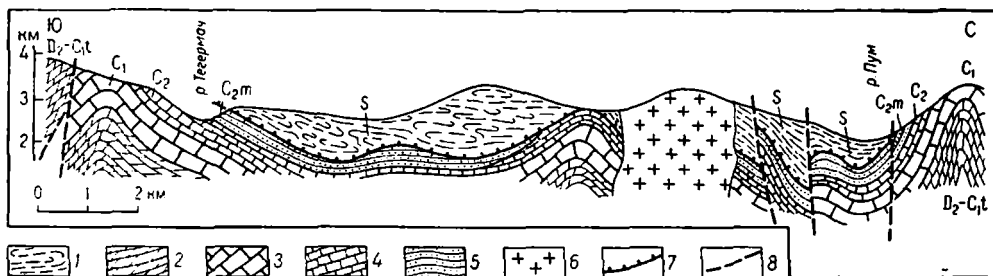


РИС. 91. Профиль через Тегермачский покров по правобережью р. Исфайрам (по Т. С. Замалетдинову, В. Л. Клишевичу, А. В. Яговкину).

А л л о т о н : 1 — песчаники и сланцы силура; а в т о х т о н : 2 — известняки и доломиты алайской серии, 3 — известняки нижнего карбона, 4 — известняки среднего карбона, 5 — песчаники и сланцы толубайской свиты, 6 — гранодиориты, 7 — подошва покрова, 8 — посленадвиговые разломы

карбонными гранодиоритами, а также более редкими телами сиенитов и монзонитов. В. С. Буртман считает этот разрез многогеосинклинальным (в чем не приходится сомневаться) и в основном автохтонным или параавтохтонным, выступающим в тектонических окнах из-под покровов. Нижние из этих покровов сложены преимущественно терригенным силуром с граптолитами; широко стал известен Тегермачский покров (Замалетдинов и др., 1968) в междуречье Исфайрама и Абшира, размером 20×20 км, залегающий на известняках среднего карбона до нижнемосковского подъяруса включительно (рис. 91); и прорванный гранодиоритами среднекарбонного же возраста. Любопытно, что поверхность надвигания вполне параллельна залеганию как силура, так и карбона и только находки граптолитов в первом и фораминифер во втором позволили установить тектоническое налегание более древних пород на более молодые. Д. П. Резвой, признавая существование здесь надвигов с амплитудой до 10—15 км, отрицает тем не менее явление регионального шарьяжа и объясняет надвигание двусторонним гравитационным расползанием сложенного силуром антиклинального поднятия. Искусственность этого объяснения очевидна. Более верхние покровы и, в частности, Киргизатинский на востоке зоны сложены уже вулканогенно-терригенным силуром — девоном эвгеосинклинальной зоны, а в самых высоких пластинах снова наблюдаются карбонатные породы девона — карбона, которым В. С. Буртман приписывает еще более северное — ферганское происхождение. На всю эту сложную покровную структуру, смятую в позднегерцинские син- и антиформы и нарушенную субвертикальными разрывами, наложены мульды, выполненные верхнепалеозойской молассой.

На востоке Туркестано-Алайская зона переходит в Восточно-Алайскую, имеющую уже северо-северо-восточное простирание. Вулканогенно-терригенная толща силура — карбона, синклинально залегающая в центральной части зоны (Терекдаванская синформа), рассматривается В. С. Буртманом как останец крупного шарьяжа, происходящего из Южно-Ферганской эвгеосинклинали.

На юге Туркестано-Алайская зона сменяется позднепалеозойским Сурметашским¹ молассовым прогибом, протягивающимся на востоке вплоть до Алайской долины. Как северная, так и южная граница этой синклинорно построенной зоны тектоническая (надвиги в направлении прогиба); особенно отчетливо выражен южный разлом, рассма-

¹ В широком понимании Н. М. Сиинына и Г. С. Поршнякова, но не Д. П. Резвого, который под таким названием выделяет лишь восточную часть данной зоны.

триваемый некоторыми исследователями (М. М. Кухтиков и др.) как межзональный Туркестанский глубинный разлом.

Простирающаяся к югу от Туркестанского разлома Зеравшанская (Туркестано-Зеравшанская) зона занимает долину одноименной реки и обращенные к ней склоны Туркестанского и Зеравшанского хребтов; ее южным ограничением считается Зеравшанский глубинный разлом. Основную роль в сложении данной зоны играет мощная, до 3 км толща силурийской ландовери-венлокской аспидной, флишовой формации; местами выступают кембро-ордовикские отложения, а послевенлокский карбонатный палеозой обнажен по периферии зоны. Терригенная формация силура смята в изоклинально-чешуйчатые складки, в целом образующие, по взглядам сторонников фиксистской модели строения системы, веерообразный антиклинорий, а по мнению В. С. Буртмана, — сложную покровную синформу. Разрез зоны всеми рассматривается как геоантиклинальный (очевидно, начиная с лудлова), но В. С. Буртман считает его испытавшим значительное горизонтальное перемещение к югу, а «автохтонисты» — образовавшимся на месте в результате инверсии кембро-силурийской геосинклинали. В осевой части зоны протягивается цепочка плутонов гранитоидов, сопровождающихся пегматитовыми полями, в этой же полосе локализованы интрузии пермских нефелиновых сиенитов.

Следующая к югу Зеравшано-Гиссарская (Зеравшано-Алайская) зона представляет наиболее южную зону собственно Южно-Тяньшаньской системы, ей соответствует основная часть Зеравшанского хребта и северный (на востоке и южный) склон Гиссарского хребта, а на востоке — хр. Каратегин. Разрез зоны обычно начинается силуром и включает девон и динант, представленные то в карбонатных, то в терригенных литофациях, что обычно объяснялось чередованием, начиная с середины девона, конседиментационных поднятий и прогибов. Структура зоны, весьма напряженная, рисовалась в виде Северо-Гиссарского чешуйчато-веерообразного антиклинория, сопровождаемого с севера второстепенным Зеравшанским антиклинорием. Обращает на себя внимание, что, во-первых, осевые зоны практически всех выделявшихся в Южном Тяньшане антиклинориев обладают синклинальной структурой и, во-вторых, что в промежутке между ними не выделялось равнозначных синклинориев (вместо них различались «межантиклинорные» зоны). В. С. Буртман предположительно характеризует данную зону как зону тектонического перекрытия миогеосинклинального автохтона покровами северного происхождения. Покровное строение зоны подтверждено недавно М. Г. Леоновым (рис. 92). По мнению же Е. И. Зубцова, Г. С. Поршнякова и А. В. Яговкина (1974), в Зеравшано-Гиссарской зоне преобладают чешуйчатые надвиги с юга, а разделяющий эту и предыдущую зоны тектонический шов представляет своеобразную зону встречи надвигов противоположного направления (см. рис. 91), на восточном воздымании которой находятся небольшой Сулутерекский и отделенный от него Талассо-Ферганским разломом Таримский срединный массив, а на западе — выступы фундамента Центральных Кызылкумов. В Зеравшано-Гиссарской зоне присутствуют небольшие плутоны среднекарбонных гранодиоритов — отголоски мощно проявившегося южнее магматизма.

Зеравшано-Гиссарская зона, а с ней и вся Южно-Тяньшаньская система ограничивается с юга крупнейшей зоной разломов, к которой приурочены Южно-Гиссарский вулканоплутоновый пояс. В зоне этого пояса разрез среднего палеозоя оказывается сильно редуцированным и метаморфизованным, появляются серпентинизированные гипербазиты, нижний карбон представлен спилито-диабазовой формацией, верхи нижнего и средний — андезито-базальтовой формацией, средний — верхний карбон — флишем, нижняя пермь — наземно-вулканогенной фор-

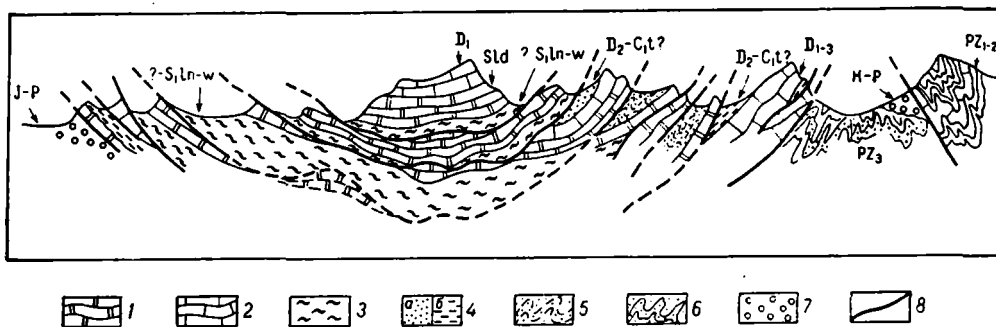


РИС. 92. Схематический разрез через Зеравшано-Гиссарскую зону в районе Гамза-Чимтаргинского массива (по М. Г. Леонову).

1 — доломиты и известняки верхнего силура; 2 — известняки девона; 3 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы (ягнобская свита); 4 — песчаники (а) и глинистые сланцы среднего девона — турне (б); 5 — терригенные породы (пушневатская свита); 6 — верхнепалеозойский флиш; 7 — юра-палеоген; 8 — разломы, включая поверхности шарьяжей

мацией кислого состава, верхняя пермь — нижний триас — красноцветной континентальной молассой. В раннем — среднем карбоне в эту зону внедрил полифазный Гиссарский гранитоидный батолит. К югу от пояса, в так называемой Байсунской зоне юго-западных отрогов Гиссара, а также в Каратегине на поверхность выходит раннедокембрийское архейское основание Каракумско-Таджикского срединного массива, сложенное кристаллическими сланцами и гнейсами с возрастом до 3 млрд. лет, совершенно чуждыми Южному Тянь-Шаню.

3. ЗАПАДНЫЙ (КЫЗЫЛКУМСКИЙ) СЕГМЕНТ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЕГО ОТНОШЕНИЕ К УРАЛУ

Кызылкумы отличаются от Гиссаро-Алая тремя главными особенностями: северо-западным простиранием, примерно вдвое большей шириной складчатой системы и выходом на поверхность докембрийского метаморфического основания, на котором непосредственно залегает девон. Расширение складчатой системы происходит за счет центральных зон с соответствующим выгибом северных зон к северо-востоку.

Метаморфическое основание, выступающее на поверхность в островных горах Центральных Кызылкумов (Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Бельтау и др.), а в промежутке между ними вскрытое бурением, сложено в нижней части амфиболитами, амфиболовыми сланцами, местами с гранатом, с прослоями гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов; выше залегают зеленокаменно измененные вулканиты андезито-базальтового состава, а также различные зеленые сланцы, кварциты, песчаники, алевролиты с прослоями и линзами доломитов и известняков. Эти образования по радиометрическим данным заведомо древнее 800—700 млн. лет (для нижних амфиболитов имеется определение в 1300 млн. лет) и, вероятно, относятся к среднему или низам верхнего протерозоя, хотя узбекские геологи (Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня, 1975) склонны их считать раннедокембрийскими. Позднерифейский возраст более уверенно (по онколитам и другой фитопроблематике, а также радиометрическим данным) устанавливается для вышележащей слабо метаморфизованной сероцветной толщи алевролитов и слюдястых сланцев с прослоями кварцитов и линзами доломитов и известняков, а к венду условно относится также терригенная серия, но с существенным содержанием более крупнообломочных пород: песчаников, гравелитов, в основании местами конгломератов.

Несогласно на этом древнем комплексе, с небольшой пачкой конгломератов в основании залегают карбонатная формация девона, нижнего и низов среднего карбона, начинающаяся по нижним девонам (а в Кульджуктау и Северном Нуратау даже силуром), то эйфелем; ее мощность от 700 до 2500 м. На уровне середины московского яруса эта карбонатная формация сменяется нижней молассой.

Весь этот разрез в традиционной трактовке принадлежит в основном Южно-Букантауской и Ауминза-Нуратауской зонам¹, лежащим на западном продолжении Туркестано-Алайской зоны центрального сегмента Южного Тянь-Шаня. В трактовке В. С. Буртмана данный разрез является автохтонным и миогеосинклинальным. Он перекрывается пакетом шарьяжей, в котором наиболее низкое положение занимает известняками терригенно-вулканогенным силуром, несогласно перекрытый известняками верхов силура — нижнего девона; выше опять же несогласно залегают известняки визе и, наконец, обломочная толща намюра — среднего карбона. Разрез этого покрова, известного в горах Букантау и Тамдытау и названного Буканским, В. С. Буртман считает геантиклинальным. Второй, более высокий покров сложен среднепалеозойскими основными вулканитами и яшмами и развит на севере Букантау и Нуратау. Он подстилается, а местами перекрывается ультрабазитами и габбро, то слагающими отдельные пластины, то образующими серпентинитовый меланж. Еще более верхний покров состоит из пластин, сложенных зелеными сланцами рифея (?), более слабо метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами венда — нижнего кембрия (с археоциатовыми биогермами), а также гипербазитами.

Покровная структура Кызылкумов наиболее ярко выражена в горах Тамдытау (рис. 93), где она и была впервые установлена Ш. Ш. Сабдюшевым и Р. Р. Усмановым, а затем детально изучена В. С. Буртманом. Первые исследователи считают, что выполнение офиолитового трога здесь было выжато в обе стороны от его оси, т. е. предлагают трактовку, сходную с ранним вариантом Г. С. Поршнякова для центрального сегмента Южного Тянь-Шаня и отличную от более поздней и более широкой концепции В. С. Буртмана.

Наиболее южная (юго-восточная) часть Кызылкумов — Зирабулак-Зиаздинские горы — представляет прямое продолжение Зеравшано-Гиссарской зоны центрального сегмента. Несколько севернее (хр. Южно-Нуратинский) выделяется выклинивающееся окончание Туркестано-Зеравшанской зоны с ее мощным терригенным силуром. Структура этих зон остается пока не расшифрованной с новых позиций, но в общем это район преобладающего распространения миогеосинклинальной карбонатной формации. В пределах Кызылкумов известен ряд секущих гранитоидных плутонов в основном позднепалеозойского возраста. В юго-западном обрамлении сегмента, вдоль так называемой Б у х а р с к о й с т у п е н и — погребенного продолжением Главного Гиссарского разлома наблюдается сгущение интрузивных тел и их вытянутость параллельно разлому. Здесь же бурением вскрыты спилиты и диабазы, очевидно нижнекарбоновые, а также вулканы основного — среднего состава, скорее всего верхнепалеозойские, т. е. почти весь набор пород, характерный для Южно-Гиссарского вулканоплутонического пояса.

На севере Кызылкумский сегмент Южно-Тяньшаньской системы обрамляется С е в е р о - Б у к а н т а у с к и м м о л а с с о в ы м п р о -

¹ В промежутке иногда выделяют еще Тамдытаускую зону (Довжиков, Зубцов, Аргутин, 1968), по Ш. Ш. Сабдюшеву и Р. Р. Усманову (Тамдытау), а также С. С. Шульцу, мл.

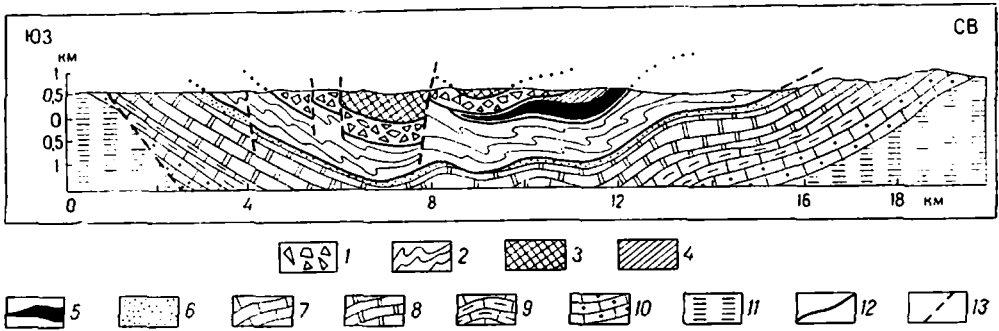


РИС. 93. Профиль через горы Тамдытау в Кызылкумах (по В. С. Буртману).

А л л о х т о н: 1 — олистостром (предполагаемый карбон), 2 — терригенные породы силура и девона 3 — зеленые метаморфические сланцы докембрия или раннего палеозоя, 4 — габброиды, 5 — гипер-базиты; а в т о х т о н: 6 — флиш московского яруса, 7 — карбонатные породы московского, башкирского, намюрского и визейского ярусов, 8 — то же турнейского и фаменского ярусов, 9 — то же франского и живетского ярусов, 10 — то же зйфельского яруса и нижнего девона; 11 — то же раннего палеозоя и докембрия; 12 — поверхности шарьирования; 13 — более поздние разломы

г и б о м, составляющим, очевидно, прямое продолжение Карачатырского прогиба Южной Ферганы. Выполнен прогиб грубой сероцветной молассой, содержащей, однако, прослой известняков с фауной среднего — верхнего карбона; в терригенных породах найдена верхнепалеозойская флора. Мощностью местами превышает 3 км; моласса несогласно залегает на породах до московского яруса S_2 включительно, но сама довольно интенсивно дислоцирована, вплоть до опрокидывания слоев и образования лежачих складок. На северо-западе Кызылкумов основная часть Южно-Тяньшаньской системы обрезана Урал-Тяньшаньским сдвигом северо-восточного простирания. В зоне этого сдвига происходит торцовое сочленение Валерьяновского вулканического пояса с более молодым Бельтау-Кураминским, и в область их сопряжения вклинивается выделяемая по геофизическим данным (Гарецкий, Кирюхин, в кн. «Тектоника Урало-Монгольского...», 1974) Бельтауская древняя глыба. В хребте Султануиздаг — крайнем северо-западном выступе фундамента Кызылкумов типичные для Южного Тянь-Шаня миогеосинклиналиные девонские карбонаты, тектонически перекрытые с северо-востока офиолитами и плавно поворачивающие с северо-западного простирания на меридиональное, уральское, по разлому меридионального направления контактируют на западе с девонскими эффузивами, граувакками и известняками, также весьма напоминающими уральские. Поскольку на продолжении Урало-Тобольской антиклинорной зоны Урала находится Северо-Устьуртский массив, речь может идти лишь о южном продолжении Восточно-Уральского синклинория и разлома, отделяющего эту зону от Восточно-Уральского же поднятия.

Таким образом, почти непосредственно к югу и юго-востоку от Аральского моря южное продолжение восточно-уральских зон приходит в прямой контакт с окончанием Южно-Тяньшаньской системы. Совершенно очевидно, что обе системы — и Уральская и Тяньшаньская принадлежали единому геосинклиналиному бассейну, подстилавшемуся зонами как с континентальной, так и с океанической корой, что они были сходны по времени окончания своего геосинклиналиного развития и эпигеосинклиналиного орогенеза и по интенсивно проявленному орогенному же гранитоидному плутонизму и сопровождающей его металлогении; вполне сходен, очевидно, и покровный стиль строения с общим перемещением шарьяжей к западу на Урале, юго-западу и югу — в Южном Тянь-Шане. Тем не менее, между обеими системами существуют и значительные различия, вполне естественные, если учитывать заметные различия между отдельными сегментами одной

и той же системы, Уральской или Тяньшаньской. Основное различие — большая «океаничность» Уральской системы, выраженная в гораздо более широком развитии офиолитовой ассоциации, а также геосинклинальных вулканитов вообще, включая островодужные. Отсюда и «фемический» облик Урала, в отличие от «салического» облика Тянь-Шаня, отсюда и практическое отсутствие в Тянь-Шане минерализации, характерной для офиолитовых комплексов. Следует учитывать, вместе с тем, что Южный Тянь-Шань соответствует лишь самым восточным зонам Урала, где характерные для него в целом черты, наиболее полно проявленные в Тагильской и Магнитогорской зонах, начинают уже ослабевать.

Существенные различия между Уралом, хотя бы Восточным, и Южным Тянь-Шанем делают, на наш взгляд, тщетными попытки протягивания отдельных структурно-формационных зон из одной системы в другую и выделения «сквозных» для обеих систем зон. Такие попытки заранее обречены на неудачу уже вследствие шарьяжной структуры и продольной сегментации каждой из сопоставленных систем. Мы увидим ниже, насколько существенны, например, различия между центральным и восточным сегментами самого Южного Тянь-Шаня.

4. ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Как уже отмечалось, структурные элементы центрального, Гиссаро-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня в пределах Восточной Ферганы при подходе к Талассо-Ферганскому разлому резко изгибаются к северу и даже северо-западу, образуя знаменитую Восточно-Ферганскую сигмоиду (Д. И. Мушкетов) с очень сложным внутренним строением. На крайнем юго-востоке сегмента в юго-западном крыле Талассо-Ферганского разлома появляется Сулутерекский выступ древнего кристаллического фундамента — отделенное этим разломом западное окончание Таримского срединного массива.

В северо-восточном крыле Талассо-Ферганского сдвига северная граница Южно-Тяньшаньской системы оказывается смещенной почти на 200 км к югу, что практически компенсирует эффект загиба зон Гиссаро-Алайского сегмента к северу в противоположном крыле этого сдвига. В рассматриваемом сегменте эта граница определяется Атбашинско-Иньльчекским разломом — аналогом Южно-Ферганского, к северу от которого простираются уже каледоно-герциниды Каратау-Нарынской зоны Срединного Тянь-Шаня и Сарыджазский выступ древнего фундамента. По этому разлому Южно-Тяньшаньская система надвинута на Срединный Тянь-Шань, подобно тому как по «линии Николаева» Срединный Тянь-Шань надвинут на Северный. В частности, по данным В. И. Кнауфа, северо-западный фланг Южно-Тяньшаньской системы надвинут на структуры Срединного Тянь-Шаня под углом около 45°; этот надвиг сопровождается серпентинитовым меланжем. Однако Атбашинский гнейсовый блок на северном склоне одноименного хребта, вероятно, представляет останец шарьяжа фундамента сарыджазского типа, который мог иметь лишь северное происхождение.

Северо-западная периферия Фергано-Кокшаальского сегмента — Атбашинская и Иньльчекская зоны сложены терригенно-карбонатной толщей силура и девона, напоминающей формации центральных зон Гиссаро-Алайского сегмента. В. С. Буртман относит их к геоантиклинальному типу. В южном крыле Атбашинско-Иньльчекского разлома имеются выходы пород эвгеосинклинального, офиолитового комплекса, включая ультрабазиты, габбро, диабазы, спилиты, кератофиры и кремнистые сланцы. Вдоль самого разлома развит упоминавшийся выше серпентинитовый ме-

ланж. Структура основной части Атбашинской и Иныльчекской зон обычно трактуется как антиклинорная, надвинутая на смежные с севера и с юга зоны.

В центральной полосе Кокшаальского сегмента — зоны А к с а й - с к а я и Д ж а н г д ж и р с к а я наиболее широко распространены сланцевая формация силура и карбонатная формация девона — нижнего карбона (местами, в $D_{2-3}C$ подчиненными субщелочными андезито-базальтовыми вулканитами), достигающие большой мощности (только карбонатной формации больше 5 км). Однако наряду с этими типично миогеосинклинальными осадками известны карбонатно-кремнисто-терригенные отложения ($S_2^1-D_2^1$), возникшие, по Е. В. Христову, в условиях некомпенсированного прогибания. В. С. Буртман рассматривает подобные отложения в качестве лептогеосинклинальных, по его мнению, они надвинуты здесь на миогеосинклинальные, находящиеся в автохтонном залегании.

В структурном отношении данная полоса трактуется как синклинорная на севере и веерообразно-антиклинорная с осевым прогибом (см. выше) на юге. На востоке эта полоса непосредственно контактирует по круто падающему к югу разлому с Сарыджазской глыбой Срединного Тянь-Шаня. В южной части полосы преобладает уже южная вергентность и даже с точки зрения «фиксистов» наблюдаются многочисленные надвиги с амплитудой до 8—10 км (В. И. Кнауф).

Наиболее южная полоса Кокшаальского сегмента, включающая М а й - д а н т а г с к у ю и собственно К о к ш а а л ь с к у ю з о н ы и отделенная крупными разломами от центральной, характеризуется развитием среднепалеозойской карбонатно-кремнисто-терригенной и верхнепалеозойской (C_{2+3}) флишоидной терригенной или карбонатно-терригенной формаций общей мощностью до 6—8 км. Верхнепалеозойские отложения до верхов карбона включительно участвуют вместе со среднепалеозойскими в очень напряженной южно-вергентной чешуйчато-складчатой структуре; существование здесь шарьяжей достаточно вероятно. В юго-западном крыле Талассо-Ферганского разлома продолжение терригенного разреза Майдантагской зоны обнаруживается в Я с с и н с к о й з о н е к востоку от Ферганской впадины.

Таким образом, формирование складчато-надвиговой структуры Кокшаальского сегмента шло скачкообразно с севера на юг и, соответственно, северные зоны рассматриваются как раннегерцинские (деформации, начиная со среднего девона), центральные как среднегерцинские и южные как позднегерцинские. Северные и центральные зоны вмещают интрузии гранитоидов среднекарбонового (318—314 млн. лет) и пермо-карбонового (300—270 млн. лет) возраста, южные — средне-позднекарбоновые (310—305 млн. лет) и пермо-карбоновые.

На юге, уже на территории Китая флишоидный терригенный карбон Майдантагской зоны сменяется по разлому вновь карбонатным средним — верхним палеозоем ($C_{1v}-P_1$) относительно небольшой — 1200 м мощности, слагающим крупные сундучно-коробчатые складки. Еще южнее, за новой зоной разломов мощность осадков того же стратиграфического интервала в Кельпинских горах снижается до 250 м и возрастает содержание терригенного материала — среди известняков появляются прослои мергелей и песчаников. Эта К е л ь п и н с к а я б л о к о в о - с к л а д ч а т а я з о н а рассматривается уже как окраинное поднятие Таримского массива и лежит, таким образом, за пределами Южно-Тяньшаньской геосинклинальной складчатой системы.

В восточном направлении происходит постепенное сужение последней, с последовательным выклиниванием северных зон (зоны Срединного Тянь-Шаня выклиниваются еще раньше, уже на советской территории) и примыканием более южных непосредственно к байкальскому метаморфическому ядру Северного Тянь-Шаня, пока наконец, за 90° в. д. Южно-Тяньшаньская система не выклинивается полностью, а Северо-Тяньшаньская не

смыкается со структурами Бэй-Шаня — своеобразной перемычки между Таримским массивом и Китайско-Корейской платформой (Some problems., 1964).

Как видно из изложенного, Кокшаальский сегмент отличается от Гиссаро-Алайского многими особенностями, впрочем, частично проявляющимися уже в Восточной Фергане. К таким особенностям относится отсутствие аналогов Гиссарского вулcano-плутонического пояса (его возможные аналоги появляются лишь на юге Бэй-Шаня), четкое обособление на юге сегмента зоны с преобладающе терригенным разрезом всего среднего и позднего палеозоя (ее эквивалентом является Яссинская зона Восточной Ферганы), и с послекарбоновым возрастом основных деформаций, а также преобладание северной вергентности надвигов на границе со Срединным Тянь-Шанем (как и на границе Срединного и Северного Тянь-Шаня). Правда, некоторые исследователи (Макарычев, Куренков, 1974) усматривают то же направление смещений и на юге Ферганы, а также в Тамдытау (Сабдюшев, Усманов, 1971), но проведенный В. С. Буртманом и другими анализ вергентности складок волочения и течения в теле шарьяжных пластин и фациальных изменений в их пределах приводит к обратному заключению. По аналогии с Альпами и отчасти Карпатами можно думать, что здесь имело место явление ретрошарьяжа на стадии орогенеза.

5. НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ. ФЕРГАНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Современный облик Южного Тянь-Шаня создан в результате проявления энергичных горообразующих движений, пришедших в олигоцене на смену длительному господству спокойного, платформенного режима, принципиально подобного режиму и донныне характерному для Туранской плиты. Как впервые отметил в 1948 г. С. С. Шульц, современный рельеф Тянь-Шаня обязан деформациям, носившим характер изгибов большого радиуса — мегаскладок. Этот вывод в дальнейшем был подтвержден Н. П. Костенко на основе детального структурно-геоморфологического анализа, с тем, однако, существенным дополнением, что крылья этих мегаскладок нередко оказываются осложненными разрывами. Роль разрывов в условиях Южного Тянь-Шаня, сложенного в основном практически неметаморфизованными средне- и верхнепалеозойскими складчатыми толщами, является в общем подчиненной, за исключением его периферических зон. Это явно отличает Южный Тянь-Шань от Срединного и особенно Северного Тянь-Шаня, где, как отмечалось выше, новейшие движения носили преимущественно, а по мнению некоторых исследователей (например, Е. И. Паталаха), даже исключительно глыбовый характер, что связано, очевидно, со значительно более высокой степенью «кристалличности» и изотропности складчатого основания, докембрийского и нижнепалеозойского. В Южном Тянь-Шане наблюдается также наиболее высокая степень унаследованности новейшей и мезозойско-раннепалеогеновой структуры от позднегерцинской, и в частности наследование новейшими относительными депрессиями, занятыми продольными долинами позднепалеозойских межгорных впадин.

Новейшая структура Южного Тянь-Шаня в общем достаточно проста (рис. 94) — она представлена тремя крупными (ширина 10—40 км, длина до 500 км) параллельными мегантиклиналями (точнее горст-мегантиклиналями), выраженными в рельефе соответственно хребтами Туркестанским и Алайским (первая), Зеравшанским (вторая) и Гиссарским (третья), разделенными более узкими мегасинклиналями (грабен-мегасинклиналями) Зеравшанской и Ягнобской, к которым приурочены долины одноименных рек.

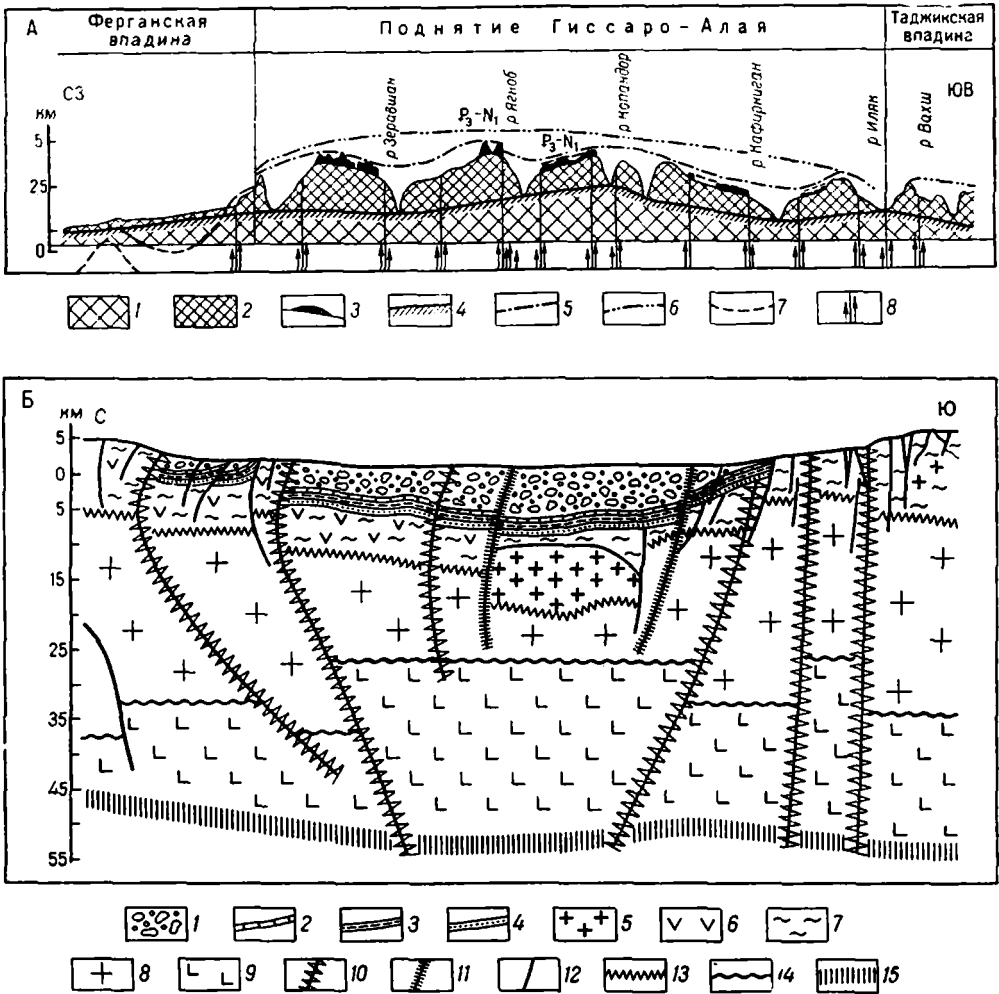


РИС. 94. Геологические профили через горное сооружение Гиссаро-Алая, по Н. П. Костенко (А) и через Ферганскую впадину, по М. С. Сайдалиевой и др. (Б).

Профиль А: 1 — горный массив от уровня моря до современной топографической поверхности; 2 — общее глубинное расчленение горного сооружения линейной денудацией; 3 — то же плоскостной денудацией; 4 — линия сопоставления, показывающая отставание регрессивной эрозии в долинах крупных горных рек; 5 — реконструкция вершинной поверхности мегаскладок 1-го порядка в области денудации; 6 — то же для мегаскладок 2-го порядка; 7 — реконструкция кайнозойского прогиба в области аккумуляции (с конца олигоцена до современной эпохи); 8 — перемещение блоков относительно разлома

Профиль Б: 1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — палеоген; 3 — мел; 4 — юра; 5—7 — палеозой; 8 — интрузии, 9 — эффузии, 10 — осадочные образования; 11 — «гранитный» слой; 12 — «базальтовый» слой; 10—12 — разломы: 10 — глубинные, 11 — региональные, 12 — локальные; 13 — подошва палеозоя; 14 — раздел Коирада; 15 — раздел Мохоровичича

Дно впадин лежит на высоте более 1 км, что указывает на общее преобладание поднятий. Общая ширина Гиссаро-Алайской горст-мегантиклинальной системы составляет около 150 км. На юге Гиссаро-Алайская система поднятий ограничена Афгано-Таджикской межгорной впадиной, которая будет рассмотрена в следующем издании труда, на севере — Ферганской межгорной впадиной.

Ферганская впадина отделяет Южный Тянь-Шань от Среднего Тянь-Шаня; она простирается в общем западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении, достигая в длину около 250 км и

обладая шириной до 100 км. Наибольшей шириной обладает восточная часть впадины, к западу она постепенно сужается и через довольно узкий коридор связывается с Ташкентско-Голодностепским прогибом Туранской плиты. По своей общей форме, наиболее полно выявленной геофизическими исследованиями (Таль-Вирский, Зуннунов, 1972), Ферганская впадина представляет собой сложную грабен-мегасинклиналь, отделенную от смежных систем поднятий Срединного Тянь-Шаня (Кураминский хребет, горы Баубашата), Южного Тянь-Шаня (Туркестанский и Алайский хребты) и занимающего промежуточное положение Ферганского хребта, вытянутого вдоль диагонального Талассо-Ферганского сдвига, крупными флексурно-разрывными зонами. Амплитуда смещения по наиболее значительному из этих разломов Северо-Ферганскому (граница с Кураминским поднятием) достигает 5—7 км. Поверхности граничных разломов наклонены от впадины, что позволяет считать их взбросо-надвигами и говорить о некотором продвижении горного обрамления на впадину.

В поперечном сечении Ферганской впадины выделяются бортовые зоны северная и южная, и Центральный грабен, который от этих зон отделен разломами с амплитудой до 3—5 км (Самгарский разлом на границе с северным бортом впадины). Глубина погружения фундамента в Центральном грабене достигает 10—12 км; из этой величины 4—5 км заполнено отложениями мезозоя, а до 7,5 км приходится на кайнозой. Бортовые зоны имеют сложное строение и состоят из окраинных прогибов по периферии, крупных горст-антиклинальных поднятий палеозойского и более древнего фундамента, выделяемых в качестве «барьерных гряд» (см. вкладку рис. 95), обращенных к Центральному грабену, в наиболее внутренней части. Строение осадочного чехла впадины осложнено многочисленными складками, наиболее крутыми и отчетливо выраженными в рельефе непосредственно по периферии Центрального грабена. В самом грабене складок сравнительно мало, они пологие и некоторые из них развиты лишь в пределах кайнозойских моласс; они обязаны своим происхождением глиняному или соляному (среднемиоценовая соль) диапиризму. Основная же часть ферганских складок является надразломной и расположена над разломами фундамента преимущественно в бортовых зонах. Кроме того, наблюдаются более крупные антиклинальные поднятия, представляющие складки облекания изгибов палеозойского фундамента. Юрские, меловые и палеогеновые отложения в антиклинальных складках содержат залежи нефти и газа, не отличающиеся, однако, значительными размерами.

Фундамент Ферганской впадины является гетерогенным, что наиболее отчетливо выявляется по данным магниторазведки. Западная часть впадины вместе со смежным Кураминским хребтом наложена на восточное окончание Тургайско-Сырдарьинского срединного массива; восточная ее часть — на Восточно-Ферганские герциниды, связанные с геосинклинальной системой Южного Тянь-Шаня, частично перекрывающей образования Срединного Тянь-Шаня; южная периферия впадины принадлежит Южному Тянь-Шаню.

Представления о глубинном строении Ферганской впадины в последние годы претерпели серьезные изменения. Еще сравнительно недавно считалось, что впадина характеризуется согласным изгибом поверхностей фундамента (консолидированной коры), Конрада и Мохоровичича, и, следовательно, увеличенной (более 50 км) за счет осадочного слоя общей мощностью коры по сравнению со смежными горными сооружениями. Позднее было установлено, что мощность коры под Ферганой составляет 50 км, из которых около 40 км приходится на консолидированную кору. В пределах смежных горных сооружений, в особенности Южного Тянь-Шаня, мощность коры, здесь практически лишенной осадочного слоя, возрастает до 50—55 км.

На западе область интенсивных поднятий Южного и Среднего Тянь-Шаня обрезается молодой флексурно-разрывной зоной юго-западного — северо-восточного простирания, отделяющей ее от значительно менее затронутой новейшим орогенезом области Кызылкумов, входящей уже в Туранскую плиту. Этот разлом был назван Д. П. Резвым Западно-Тяньшаньским. Параллельно ему в самом Тянь-Шане, особенно Южном, выявляются аналогичные флексурно-разрывные зоны меньшего масштаба, а также ундуляции того же простирания.

6. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ

Догeosинклинальная и раннегeosинклинальная (поздний рифей—начало карбона) история. Резкие разногласия в истолковании структуры Южного Тянь-Шаня не могут, естественно, не отразиться на интерпретации его тектонического развития. К тому же, скудость данных о древнейших образованиях системы и об условиях их залегания (например, кембрийских пород) дополнительно осложняют ситуацию, порождая еще большее разнообразие мнений, чем в отношении Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Если все же попытаться резюмировать основные точки зрения, то они сводятся к следующим. Большинство геологов (В. Г. Королев, В. И. Кнауф, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др.) считают, что Южно-Тяньшаньская геосинклиналь возникла в начале палеозоя на континентальной, образованной еще в середине докембрия коре. При этом существует мнение, высказанное впервые Н. М. Синицыным, что вплоть до ордовика включительно настоящих геосинклинальных условий в Южном Тянь-Шане не было; они установились лишь, начиная с силура. Совершенно противоположное мнение наиболее последовательно отстаивает Г. И. Макарычев (1974), считающий, что в начале рифея вся область Среднего и Южного Тянь-Шаня, включая Сырдарьинский массив, обладала океанической корой и что в дальнейшем происходило последовательное, с севера на юг образование на ее месте континентальной коры; процесс этот достиг в середине карбона Южного Гиссара и тем самым нашел свое завершение в данном регионе. Первое мнение обосновывается существованием выступов метаморфитов, относимых (условно) к нижнему докембрию, второе — развитием офиолитовой ассоциации, которая в Южной Фергане несогласно перекрыта нижним силуром.

Промежуточная точка зрения высказана В. С. Буртманом (1973). Этот исследователь выделяет в регионе три континентальных блока (рис. 96) — К и р г и з с к и й, включающий на севере Средний Тянь-Шань и Сырдарьинский массив, А л а й с к и й, охватывающий Центральные Кызылкумы (где обнажается фундамент) и центральные зоны Южного Тянь-Шаня, и, наконец, Т а д ж и к с к и й на юге. Первые два блока разделены Т у р к е с т а н с к и м э в г е о с и н к л и н а л ь н ы м б а с с е й н о м с о к е а н и ч е с к о й корой, возникшим не позднее силура. Вдоль его границ со смежными континентальными блоками в среднем палеозое протягивались лептогeosинклинальные зоны, а на месте Алайского блока в девоне, раннем и среднем карбоне располагалась миегeosинклиналь, которая на востоке непосредственно примыкала к Таримскому массиву. Южнее, между Алайским и Таджикским «континентами» в раннем карбоне (или раньше) возник еще один бассейн с корой океанического типа — Г и с с а р с к и й; до его образования Алайский и Таджикский континенты составляли единое целое.

Отметим еще позицию С. С. Шульца, мл. (1973), допускающего полную аллохтонию всех структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня. Такая позиция, очевидно, лишает смысла выделения Алайского континентального блока; остаются лишь Киргизский и Таджикский, по терминологии

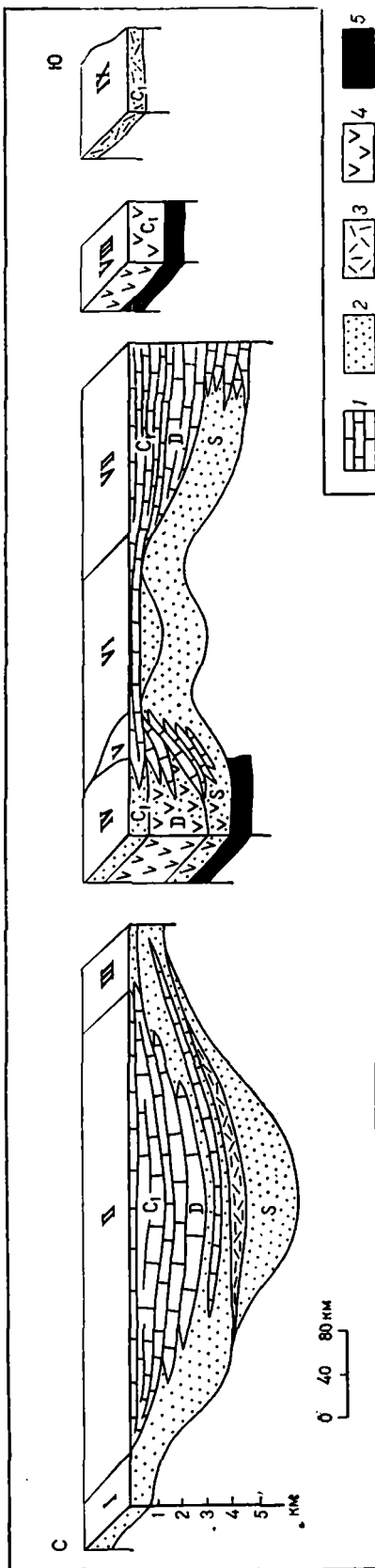


Рис. 96. Схема первичной тектонической зональности Южного Тянь-Шаня (ранний карбон) герцинской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня (по В. С. Буртману)

Киргизский континент: I — северная киргизско-каледониды, II — северная киргизско-каледониды, III — северная киргизско-каледониды, IV — Туркестанская океаническая структура; Алабский континент: V — VI — южная лептогеосинклинальная зона, VII — южная мезосинклинальная зона, VIII — Гиссарская океаническая структура; IX — Таджикский континент.

1 — карбонатные отложения; 2 — терригенные отложения; 3 — вулканиты основного состава; 4 — вулканиты среднего и среднего состава; 5 — гипербазиты и габброиды океанического фундамента

В. С. Буртмана. Между тем, по мнению Г. С. Поршнякова и др. (1974), в осевой зоне Южного Тянь-Шаня имеется погребенный «бар», который соединял юго-восточный выступ Восточно-Европейской платформы с Таримским массивом и в направлении которого покровы двигались как с севера, так и с юга. Наиболее правдоподобной в целом представляется концепция В. С. Буртмана. В частности, с ним, вероятно, следует согласиться в том, что древний, в основном докембрийский континент простирается на юг до Южно-Ферганского шва, хотя, возможно, и не включает восточную часть Ферганской впадины (впрочем, офиолиты, на развитие которых указывают геофизические данные, могут залегать здесь в виде аллохтона). Южнее в начале палеозоя или еще в конце докембрия (в этом, видимо, прав Г. И. Макарычев) в процессе раздвига некогда пользовавшейся сплошным распространением древней континентальной коры возник эвгеосинклинальный бассейн со своей офиолитовой ассоциацией. В. С. Буртман полагает, что ширина этого бассейна превышала 1000 км; возможно она была еще более значительной.

В венде — кембрии по северной периферии бассейна, вероятно, протягивался барьерный риф, продукты обрушения которого в дальнейшем захоронились в виде олистолитов. К началу силура по южной периферии бассейна возникла вулканическая островная дуга. Перед этой дугой обособился глубоководный желоб с накоплением среднепалеозойских карбонатно-кремнисто-вулканогенных образований лептогеосинклинального, по В. С. Буртману, типа, а в ее тылу, т. е. еще южнее в силуре происходило отложение столь характерной для

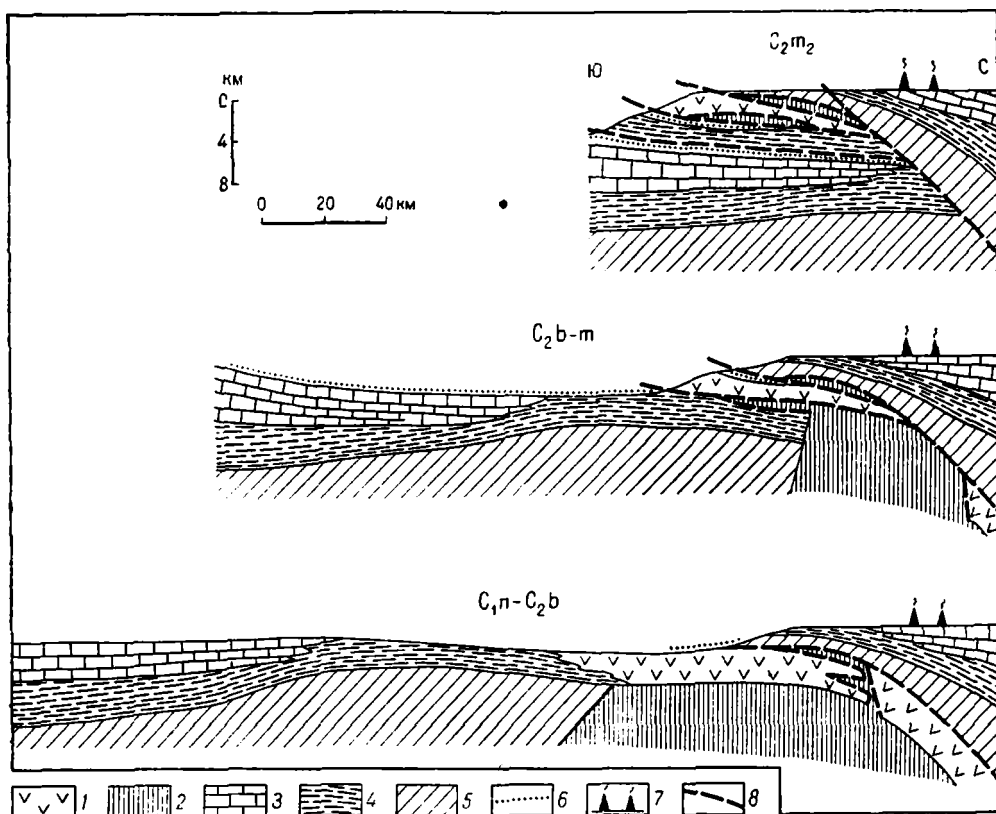


РИС. 97. Схема шарьирования в герцинидах Южного Тянь-Шаня (по В. С. Буртману).

Породы Туркестанской океанической структуры: 1 — вулканиты, 2 — гипербазиты и габброиды океанического фундамента; породы Алайского и Киргизского континентов: 3 — карбонатные отложения девона и раннего карбона, 4 — терригенные отложения силура, девона и раннего карбона, 5 — породы раннего палеозоя и докембрия; 6 — флишевые и олистостромовые отложения эпохи шарьирования; 7 — андезитовый и более кислый вулканизм; 8 — поверхность надвигания

Южного Тянь-Шаня мощной флишеидно-аспидной граптолитовой формации. В результате повторного (первый перед силуром, т. е. в таконскую эпоху), но сравнительно слабого импульса сжатия отложения этой формации были подняты в конце силура над уровнем моря, а затем трансгрессивно перекрыты мелководным карбонатным девонем. Отражением тех же позднекаледонских движений служит, очевидно, трансгрессивное залегание девона непосредственно на верхнем докембрии в Центральных Кызыл-кумах.

События конца силура — начала девона не привели, однако, к существенному изменению структурного плана. В течение девона и раннего карбона на севере продолжается вулканическая деятельность (магма андезитового состава), южнее прослеживается полоса накопления маломощных кремнистых осадков («лептогеосинклиналь»), еще южнее зона формирования шельфовых карбонатов значительной (до 3 км) мощности.

Раннеорогенная стадия (конец раннего—средний карбон). Где-то в конце раннего карбона это относительно спокойное развитие Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы прерывается крупными горизонтальными перемещениями, приведшими к шарьированию более северных структурно-формационных комплексов на более южные (рис. 97), достигшим макси-

мальной интенсивности в московский век. Эти шарьяжи являлись следствием, по В. С. Буртману, общего сближения Киргизского и Алайского континентальных блоков с соответственным закрытием промежуточного между ними Туркестанского эвгеосинклинального бассейна. В процессе шарьирования северный лептогеосинклинальный комплекс перекрыл эвгеосинклинальный, эвгеосинклинальный — южный лептогеосинклинальный, а последний — миогеосинклинальный. Общая амплитуда сокращения геосинклинальной системы в эпоху шарьирования оценивается В. С. Буртманом в 150—300 км для разных участков, а амплитуда отдельных шарьяжей — в пределах 100 км, местами возможно больше¹. Перед фронтом формирувавшихся шарьяжей накапливались олистостромовые и флишевые образования; их возраст соответственно омолаживается к югу, от намюрского до московского. В тылу надвигавшегося Киргизского «континента» произошла мощная вспышка андезит-липаритового вулканизма, очевидно, связанного с наклоненной под этот континентальный геоблок зоной Беньофа. Параллельно с шарьяжеобразованием в основной части Южного Тянь-Шаня, а отчасти, предшествуя ему, вдоль южной границы системы произошел раздвиг континентальной коры, возник Южно-Гиссарский рифт с новообразованной офиолитовой ассоциацией, отделивший Алайский континентальный блок от Таджикского.

В позднем карбоне Южный Тянь-Шань вступил в собственно орогенную стадию развития. Началу ее сопутствовала крупноскладчатая деформация шарьяжных пластин и их нарушение субвертикальными разломами преимущественно взбросового, отчасти надвигового типа. При этом, видимо, преобладала северная вергентность, направленная от Южно-Гиссарского шва, где, вероятно, происходила субдукция вдоль наклоненной к югу под Таджикский микроконтинент зоны Беньофа. Вдоль северной окраины самого микроконтинента проявлялась вулканическая деятельность, особенно интенсивная в ранней перми. Синхронно с этим вулканизмом, в пределах того же вулканоплутонического пояса в позднем палеозое возник огромный Гиссарский гранитный батолит. В области северного, Киргизского микроконтинента аналогичный процесс способствовал дальнейшему развитию Бельтау-Кураминского вулканического пояса. Менее ясны условия образования позднепалеозойских гранитных плутонов собственно Южного Тянь-Шаня — они могут быть продуктами ремобилизации сиалического основания Алайского мегаблока, перекрытого мощным пакетом шарьяжей.

В пределах южной зоны Южного Тянь-Шаня северовергентные движения начала рассматриваемой стадии в значительной мере переработали и подавили первично южновергентные. Возможно, что этим и объясняется представление Г. С. Поршнякова и некоторых других исследователей о северном направлении движения покровов на юге Южного Тянь-Шаня. Такая же переработка (ретрошарьяж) имела место и в полосе северного ограничения Южно-Тяньшаньской системы, в особенности в ее Кокшаальском сегменте на границе со Средним Тянь-Шанем.

Уже к началу орогенного периода значительная часть Южного Тянь-Шаня выступила в виде возвышенной суши. Вдоль северного обрамления системы возник Букантауско-Карачатырский тыльный прогиб, а в пределах самой системы межгорные впадины, из которых наиболее крупной является Сурметашско-Гульчинская. На юге с некоторым запозданием, в основном уже в поздней перми — раннем триасе также образовался пограничный с Таджикским массивом молассовый прогиб. Кокшаальский сегмент

¹ По мнению Г. И. Макарычева, распространение шарьяжей ограничивается северной зоной Южного Тянь-Шаня и направлены они не с севера на юг, а с юга на север, в сторону Ферганы.

(южная часть) вообще несколько отстал в своем развитии от Кызылкумского и Гиссаро-Алайского; несогласие в основании молассового комплекса здесь выражено слабо, а сама моласса, слагающая южные зоны сегмента, в основном тонкая и морская и претерпела интенсивные деформации.

Верхнепалеозойский молассовый комплекс, выполняющий орогенные прогибы, залегает, как правило, несогласно на собственно геосинклинальных формациях до среднекарбонных включительно и в свою очередь разделен несогласием на две части. Стратиграфический уровень этого несогласия точно не установлен, но именно к нему приурочена отмеченная выше фаза деформаций (заальская?), а также внедрение плутонов гранитоидов (диорит-гранодиоритовая формация) алайского комплекса, считающихся верхнепермскими — послекарачатырскими, хотя по радиометрическим данным они должны быть древнекарбонными. На карачатырский век ранней перми падает последняя значительная морская трансгрессия в область одноименного прогиба северной окраины Южного Тянь-Шаня. Этой трансгрессией заканчивается формирование нижней, континентально-морской и сероцветной молассы, отвечающей раннеорогенной стадии развития системы. Верхняя моласса целиком континентальная, в значительной мере красноцветная и более грубая имеет возраст от верхов нижней перми и местами до нижнего триаса включительно.

К концу перми — началу, а возможно, и середине триаса приурочены заключительные деформации Южно-Тяньшаньской системы, проявленные в довольно своеобразной форме. Согласно В. С. Буртману, для этой фазы характерны горизонтальные флексуры, сдвиги и складки. Именно в данную фазу проявилась основная активность Талассо-Ферганского разлома, а в его юго-западном крыле образовалась крупная Ферганская горизонтальная флексура («сигмоида»).

Вероятно, к тому же времени в Гиссаро-Алайском сегменте относится становление алайского комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов с радиометрическим возрастом 220—210 млн. лет. На этом рубеже и заканчивается геосинклинально-первичноорогенная история Южного Тянь-Шаня.

Платформенный этап (поздний триас—ранний палеоген). К началу мезозоя складчатая система Южного Тянь-Шаня испытала общее выравнивание. На фоне возникшего таким образом пенеплена в конце триаса — начале юры наблюдалась активизация тектонических движений, главным образом в зонах крупных разломов, существовавших еще на предыдущем, герцинском этапе развития. Вдоль некоторых из этих разломов возникли приразломные грабен-прогибы (односторонние грабены). Крупнейшим из них являлся Восточно-Ферганский прогиб в юго-западном крыле Талассо-Ферганского разлома; мощность континентальной угленосно-терригенной юры здесь достигает 2,5 км. В конце юры выполнение прогиба испытало складчато-разрывные деформации, местами значительные. Другой крупный прогиб — Южно-Ферганский простирается вдоль одноименного разлома северного ограничения Южно-Тяньшаньской системы; в нем развиты нижнеюрские отложения, также континентальные. Еще одна полоса юрских грабенов, значительно меньшего масштаба протягивается вдоль сочленения Алайского и Туркестанского хребтов. Отметим, наконец, зону раннеюрских погружений с мощностью осадков до 2 км вдоль южного ограничения Южного Тянь-Шаня, на востоке продолжавшуюся в современную Алайскую долину между Тянь-Шанем и Памиром и далее в Кучарский и Яркендский прогибы соответственно у подножий Восточного Тянь-Шаня и Северо-Западного Куньлуна. Вдоль южной границы этого прогиба проявлялся вулканизм андезито-базальтового состава.

На границе юры и мела произошла заметная перестройка структурного плана и общее оживление восходящих движений, сопровождавшееся склад-

чатыми деформациями, относительно слабыми, за исключением упоминавшегося выше Восточно-Ферганского прогиба.

С началом мелового периода четко обозначилась в очертаниях, близких к современным Ферганская впадина. В раннемеловую эпоху она была занята полузамкнутым водоемом, на востоке периодически соединявшимся с морским бассейном Алайского прогиба, на юге имевшем менее устойчивую связь с Афгано-Таджикским морским же бассейном. Впадина заполнялась красноцветной обломочной формацией.

В позднемеловую эпоху Ферганская впадина продолжала испытывать погружение с накоплением красноцветной песчано-глинистой формации, в основном в условиях замкнутого опресненного водоема. Лишь в начале турона и в конце кампана — маастрихта сюда с юго-востока вторгалось море и стали отлагаться органогенные известняки. Максимальная мощность верхнего мела составляет 600 м. Южный Тянь-Шань в целом, как и ранее, являлся областью поднятия, на фоне которого отдельные продольные зоны выделялись относительным опусканием.

Аналогичная обстановка сохранялась в рассматриваемом регионе и в палеогене, до олигоцена. Ферганская впадина в начале палеоцена представляла собой сильно осолоненную лагуну с садкой сульфатов, но затем соленость вод здесь снизилась до нормальной. В дальнейшем, в течение эоцена связь Ферганского залива через Алайский пролив с Таджикским заливом и Туранским морем становилась то более, то менее свободной, и в зависимости от этого колебалась соленость его вод. В разрезе накапливавшихся осадков преобладают глины, подчиненное значение имеют мергели и известняки; мощность составляет сотни метров. Такие условия сохранялись вплоть до раннего олигоцена. В конце раннего олигоцена Южный Тянь-Шань вместе с остальным Тянь-Шанем и Памиром начал испытывать нарастающее сводово-глыбовое поднятие. Море было окончательно вытеснено из Ферганской впадины и в течение остального олигоцена и раннего миоцена впадина явилась областью накопления красноцветной мелкообломочной континентальной молассы мощностью местами более 1700 м. В среднем миоцене временное ослабление поднятия горного обрамления Ферганы и (или) аридизация климата способствовали осолонению Ферганского озера и отложению эвапоритов, играющих определенную роль в складчатой структуре впадины.

Дальнейшая история региона в неогене — квартере характеризуется нарастающим поднятием Южного Тянь-Шаня и расширением площади этого поднятия за счет примыкающих депрессий. Воздымание Южного Тянь-Шаня было дифференцированным, и продольные депрессии — Зеравшанская и Ягнобская, унаследованные еще частично от позднего палеозоя и более определенно от мезозоя и раннего палеогена, выделялись как зоны относительного опускания. В начале плиоцена Ферганская впадина перестала быть озерным водоемом и возникла долина Сырдарьи. По периферии Ферганы возникли концентрические зоны антиклинальных поднятий, выраженных в рельефе адырными возвышенностями. Однако на аллювиальной равнине центральной части впадины продолжала накапливаться все более грубая сероцветная континентальная моласса, общая мощность которой за интервал поздний миоцен — квартал достигла здесь 7,5 км.

7. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Заканчивая рассмотрение строения и истории Южного Тянь-Шаня, необходимо еще раз вернуться к вопросу о его положении в общей структуре Евразии. Южный Тянь-Шань, как и Тянь-Шань в целом, несомненно принадлежит, по крайней мере в главнейшей своей части (см. ниже), к Урало-Хотскому (Урало-Монгольскому) складчатому геосинклинальному поясу.

В этом поясе Южно-Тяньшаньская система занимает, подобно Уралу, крайнее положение, что уже отмечали М. В. Муратов и Д. П. Резвой (Урало-Монгольский складчатый пояс, 1974). Вместе с тем в отличие от Уральской системы она не граничит непосредственно с древней платформой и принадлежит к субширотной Центрально-Азиатской части пояса, параллельной и соседствующей с аналогично простирающимся другим крупнейшим складчатым геосинклинальным поясом Евразии—Средиземноморским. Этим определяется постановка следующих вопросов: 1) лежит ли Южный Тянь-Шань на продолжении Урала или является продолжением европейских герцинид (ренид по Г. Штилле), как это следует из его простириания; 2) если Южный Тянь-Шань относится к «уралидам», то принадлежит ли он им целиком, и где проходит граница уралид и ренид — внутри Южного Тянь-Шаня или к югу от него; 3) что лежит южнее этой границы — непосредственно геосинклинальный пояс (система) или же зона срединных массивов и даже просто платформа. Вопросы эти дебатуются в литературе как нашей, так и зарубежной еще со времени Э. Зюсса; они интересовали А. Д. Архангельского, Д. И. Мушкетова, О. С. Вялова, Л. Кобера, Э. Аргана, Р. Штауба и других (см. обзор в работе Ахмеджанова, Борисова, 1975). В настоящее время для их решения имеется, несомненно, значительно больше фактических данных, но их все же еще недостаточно для однозначной трактовки. Данные эти таковы.

На северо-западе Южный Тянь-Шань непрерывно прослеживается до хр. Султануиздаг в низовьях Амударьи, но в пределах этого хребта обрывается крупным меридиональным разломом, протягивающимся сюда со стороны Аральского моря и, вероятно, Урала. На юге этот разлом (Урусайский, Гарецкий и др., 1972) упирается в еще более крупный, глобального значения Донецко-Мангышлакско-Гиссарский (Сарматско-Туранский) разлом, вдоль которого через Центральный Устюрт протягивается полоса складчатого геосинклинального среднего палеозоя, сохраняющая тяньшаньское северо-западное простириание и продолжающаяся через Каспийское море в Предкавказье, Степной Крым и, очевидно, Северную Добруджу; в Предкавказье и Крыму эта полоса имеет отчетливо миогеосинклинальный характер, но в Закаспии с ней связаны интенсивные линейные положительные аномалии, которые трудно интерпретировать иначе, чем погребенный офиолитовый пояс. На юго-востоке этот пояс сливается непосредственно с офиолитовым поясом, обнаженным в Южно-Гиссарской тектонической зоне Тянь-Шаня.

На всем протяжении от Степного Крыма и Предкавказья до Средней Азии рассматриваемая геосинклинальная система ограничивается с юга полосой срединных массивов (в Закаспии Карабогазский и Каракумо-Таджикский) фундамент которых, подобно Центральной и Западной Европе, включает как байкальские, так и добайкальские элементы. Первые, как правило, находятся на зеленосланцевой ступени метаморфизма, вторые — на амфиболитовой и даже гранулитовой. При этом роль добайкальского и, точнее, раннедокембрийского комплекса явно возрастает к востоку, вплоть до появления в Каратегине пород с возрастом до трех миллиардов лет.

Эта зона срединных массивов уже бесспорно не входит в состав Урало-Охотского пояса и, как давно отмечалось в литературе, находится в одной полосе с Таримским выступом Китайской платформы, составляющей южное ограничение Центрально-Азиатской части этого пояса на всем его протяжении, за исключением Западного Тянь-Шаня.

Следовательно, спор может идти лишь о складчатой системе кавказско-тяньшаньского простириания, прослеживающейся от Северной Добруджи до Амударьи и Южного Гиссара. На западе она тесно связана с Средиземноморским поясом, составляя в Причерноморье его наиболее внешнюю систему. В пределах Устюрта ее отделяет от южной виргации Уральской системы

Северо-Устюртский древний массив. Но к востоку от Амударьи продолжение данной системы — Южно-Гиссарская зона непосредственно примыкает к основному телу Южного Тянь-Шаня. Знаменательно, однако, что ее аналогов нет в Восточном Тянь-Шане; более того, Е. И. Зубцов, Г. С. Поршняков и А. В. Яговкин (1974) находят ее продолжение в Западном Куньлуне, т. е. уже к юго-западу от Таримского массива. Это вопрос особый и спорный, которого придется еще коснуться в связи с анализом Памиро-Куньлунской системы, но во всяком случае, принадлежность всей рассматриваемой системы к Урало-Охотскому поясу может оспариваться и не исключено, что его граница со Средиземноморским поясом должна быть отодвинута далее к северу, хотя, очевидно, и не столь далеко в глубь Гиссаро-Алая, как это делают Е. И. Зубцов и его коллеги.

Впрочем, учитывая, что Донецко-Каспийская система, тесно смыкающаяся в Восточном Предкавказье с только что рассмотренной, лежит на юго-западном продолжении Южно-Эмбенской ветви Урала, а также, что в Аральском море происходит сложное переплетение уральских и тяньшаньских элементов, весь регион Северного Предкавказья, Северного Каспия, Северного Устюрта и Арала возможно правильнее рассматривать как область сочленения Урало-Охотского и Средиземноморского поясов и не искать строгой демаркационной линии между ними. Поскольку Средиземноморский пояс развивался, в общем, дольше Урало-Охотского, следует априори ожидать, что в ходе геологического времени происходило перекрытие и переработка структурами первого структур последнего, что, в частности, и могло происходить в южной части Гиссаро-Алая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О юго-западной границе Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: *Вопросы регион. геологии и петрологии Средней Азии*. Ташкент, 1975, с. 4—37.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. — В кн.: *Разломы и горизонтальные движения земной коры*. М., 1963, с. 128—151.
- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973. 97 с.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., «Наука», 1976. 289 с.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Перфильев А. С. Султануиздаг и проблема соотношения Урала и Тянь-Шаня. — *«Геотектоника»*, 1972, № 6, с. 88—96.
- Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 2. М., «Недра», 1972. 735 с.
- Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система. В кн.: *Геологическое строение СССР, т. II, Тектоника*. М., 1968, с. 308—326.
- Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, «ФАН», 1975. 314 с.
- Замалетдинов Т. С., Клишевич В. Л., Яговкин А. В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. — *«Геотектоника»*, 1968, № 5, с. 86—92.
- Зубцов Е. И., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня. — *«Докл. АН СССР»*, 1974, т. 217, № 5, с. 1153—1156.
- Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань). — *«Бюлл. МОИП, отд. геол.»*, 1973, т. XLVIII (2), с. 82—93. Авт.: Э. А. Портнягин, Н. А. Гнутенко, И. А. Ковальчук, В. Н. Куземко, В. И. Павлов.
- Кухтыков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «Дониш», 1968. 298 с.
- Макарычев Г. И. Два типа разрезов офиолитовой ассоциации в Южном Тянь-Шане. — *«Докл. АН СССР»*, 1975, т. 220, № 3, с. 676—679.
- Макарычев Г. И. Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере западного Тянь-Шаня. — *«Геотектоника»*, 1974, № 5, с. 3—18.
- Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань). — *«Бюлл. МОИП, отд. геол.»*, 1974, т. XLIX (4), с. 22—34.
- Макарычев Г. И., Штрейх Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. — *«Докл. АН СССР»*, 1973, т. 210, № 5, с. 1164—1166.

Портнягин Э. А., Кошляков Г. В., Кузнецов Е. С. К проблеме взаимоотношения глубинных палеозойских структур Южного Тянь-Шаня и погребенного Таджикско-Афганского массива. — «Бюлл. МОИП, сер. геол.», 1974, т. XLIX (3), с. 18—23.

Поршняков Г. С. Герцины Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.

Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан). — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 27—36.

Таль-Вирский Б. Б., Зуннунов Ф. Х. Тектоническое районирование Ферганской межгорной впадины по геофизическим данным. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 119—123.

Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974. 181 с.

Шульц С. С. (мл.) Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., «Недра», 1972. 206 с.

Some problems of geotectonics of Sinkiang district. — «Acta Geol. Sinica», 1964, v. 44, № 2, p. 156—170 (англ. перев. Int. Geol. Rev., v. 10, No. 10, p. 1173—1188). Auth.: H u P i n g, Wang Ching-pin, Kau Chen-chia, Fang Hsiao—t'i a. Lu Ch'ing.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Абралинский синклиниорий 291
Авалонская «платформа» 101
Австрийская фаза (эпоха) тектогенеза 167, 189
Аграханско-Гурьевский разлом 192, 199, 203, 210
Адамовско-Мугоджарский антиклинорий 245
Адурский прогиб, бассейн 174, 176
Адыгейско-Карачаевский массив 204
Азово-Березанская складчатая зона, вал 202
Азово-волынская тектоно-магматическая эпоха 33
Азово-Кубанская впадина 202, 205
Азовский вал 202
Азовско-Кубанский сегмент 200
Акбастауский антиклинорий 291
Аквитанская платформа 174
Аквитанский бассейн, впадина синеклиза 127, 156, 172—176, 185—188
Акжал-Аксоранский прогиб 294, 309
Аксайская зона 330
Актау-Моинтинское поднятие 290
Актюзская свита 300
Алайский блок, континент 335, 337, 338
Алайский комплекс гранитоидов 339
Алайский прогиб 339—340
Алакольская впадина, прогиб 298, 314
Алакольский разлом 296
Алакольско-Джунгарская зона разломов 298
Алапаевско-Теченский синклиниорий 249
Александровский синклиниорий 245
Алемано-Богемский остров 150
Алкудий 140
Алкудийская зона 143
Алмаатинский плутон гранитоидов 307
Алмаатинский прогиб 298, 314
Алтае-Саянская область 300
Алуатский прогиб 197
Альгонк 120—121, 123, 140
Альминская впадина 200
Альпийская геосинклиналь 182, 186, 188
Альпийский пояс (Тетис) 185
Альпийско-Карпатская дуга 141
Альпийско-Карпатский микроконтинент 141
Амодецийская геосинклиналь 56
Амударьинская синеклиза 216
Амударьинский разлом 216
Англо-Брабантские каледониды 104—105
Англо-Брабантский массив 172, 185
Англо-Парижский бассейн 185—186
Анрахайский выступ 290
Анти-Атлас 136
Апплн, покров 75
Арагонский массив 177
Арагонский прогиб 177
Аралбайская серия 280
Аралсорский гравитационный максимум 45
Арвоний 78
Арденнский антиклинорий 104
Арденнский массив, поднятие 156, 170, 179, 185, 186
Арденнско-Судетская суша 186
Арендаля граниты 24
Арвернское ядро, арвенский комплекс 123—124, 140
Армориканские кварцито-песчаники 142
Армориканский массив 116, 156, 170, 172, 173, 185
Армориканского массива южная зона 172
Архангельский свод 40
Ассинтская фаза складчатости 73, 116
Астраханское поднятие 45, 203
Астурийская зона 143
Астурийская фаза деформаций 110, 111, 112, 126, 146
Астурийский каменноугольный бассейн 133, 146
Астурийско-Балеарский прогиб 129
Атасу-Моинтинское поднятие, блок 292, 294, 301, 308
Атасу-Успенский синклиниорий 294
Атбашинский блок, зона 330
Атбаш-Иньльчекский разлом 330
Атлантический пояс 147
Атлас Сахарский 136
Атлас Средний 136
Атласа Высокий 136
Атока-Монтальбан, зона 177
Ауминза-Нуратауская зона 327
Ауминзинская свита 287
Афгано-Таджикская впадина 332, 340
Африкано-Аравийская платформа 147
Африкано-Аравийская рифтовая система 273
Ахметовский прогиб 208
Ашинская серия 261
Ашинский сдвиг 242
Ашисуйский синклиниорий 291
Аягузская впадина 298
Аятско-Иргизский синклиниорий 245

Б

- Бабадагский прогиб 196
Баварские фации 119, 144
Бадхызская зона 219
Байдаракский прогиб 257
Байдаулетовский разлом 293
Байконурская впадина, грабен 314
Байконурский синклиниорий 280, 284—285
Байсунская зона 327
Балахулиш, покров 75

- Баллапельская единица, покров 75
 Балтийская синклиза 39, 56, 60, 65, 162
 Балтийский щит 8, 9—28, 49, 59—60, 63—65
 Балтийско-Мезенская полоса опусканий 137
 Балтийско-Московская синеклиза 54, 64
 Балтийско-Сарматский щит 52
 Балтийско-Украинская полоса поднятий 39
 Балто-Подольский линеймент 7
 Балхашско-Джунгарский массив 290, 294, 297, 305, 316
 Балхашско-Илийский вулканический пояс 295—296, 311, 313
 Бандак, серия 24
 Банфский покров 75
 Бардымский шарьяж 247
 Баренцева (Баренцевоморская) плита 69
 Баренцевоморский массив 259
 Баренция, глыба, платформа 259
 Баррандов синклиорий, прогиб 121—123
 Барсакельмесский прогиб 211
 Башкирское поднятие, антиклинорий 237, 243, 259—265
 Баянаульский синклиорий 290
 Бектурганская серия 300
 Белгород-Михайловская зона 31
 Беломорская серия (беломориды) 13
 Беломорская тектоно-магматическая эпоха 50
 Беломорский мегаблок, массив 13—14
 Беломорско-бугский тектонический этап 50
 Белореченский разлом 200, 202
 Белорусская антеклиза 40
 Белорусский массив 63
 Белорусско-Воронежская зона поднятий, антеклиза 64—65
 Бельдон, массив 148
 Бельская впадина, прогиб 237, 241—242
 Бельтау-Карагандинский разлом 317
 Бельтау-Кураминский вулканический пояс 215, 287, 316, 318, 329, 338
 Бельтауская глыба 329
 Бельтауская зона разломов 316
 Бенди-Туркестанское поднятие 191, 216
 Бергаульская серия 14
 Бергенские дуги 89
 Бергенский прогиб 166
 Бердяушский плутон 260
 Бессазская серия 300
 Бетская зона 129
 Бетская Кордильера 128, 135, 178
 Бетско-Балеарская геосинклиналь 177
 Бетско-Рифско-Тельская дуга 135
 Билимбаевская седловина 248
 Биллефьорден, разлом 95
 Бланицкая «борозда» 146
 Богемская фаза 123
 Богемский массив, глыба 120—123, 146—147, 176, 185
 Большеземельское сводовое поднятие, срединный массив 228, 229, 230—231, 259
 Большекинский вал 42
 Большого Балхана поднятие 191
 Большого Донбасса прогиб 43
 Большого Каратау сегмент, прогиб 309
 Большого Нарына серия (свита) 302
 Боровский плутон гранитоидов 279
 Бороталинский синклиорий 295—296
 Босковицкая «борозда» 146
 Ботний (ботнийская серия) 20
 Бохус, Бохус-Арендаль, граниты 23
 Брабантский массив 86, 104, 157, 159, 179
 Брабант-Судеты, массив 186
 Брагинский выступ (горст) 42
 Бресс—Соны грабен 182
 Бресс—Соны—Роны грабен зона 182—183
 Брестский прогиб, см. Подляско-Брестский прогиб
 Брегонская фаза деформаций 112, 119, 121, 126, 144, 266
 Брегонско-Галицийская геосинклинальная система 63
 Бриоверская серия 115
 Британская впадина 166
 Британские каледониды 69—85
 Брно, граниты 122
 Брокен, плутон 146
 Бугско-Подольский блок 33—34
 Бузулукская впадина 58
 Буканский покров 328
 Букантауско-Карачатырский прогиб 338
 Бургундский порог, седло, пролив 182, 186
 Бургундских ворот, пролив 172
 Бурзянская серия 243, 260
 Бухаро-Мургабский квадрант (Туранская плита) 192
 Бухарская ступень 328
 Бухарский разлом 214, 216
 Быстринская свита 230
 Бэджалльская тектоно-магматическая эпоха 70
 Бэй-Шань, поднятие 331
 Бэла, разлом 80

В

- Вайгачский антиклинорий 257
 Вакко, формация 21
 Валанс, бассейн 183
 Валахская впадина 192
 Валдайский грабен-прогиб 39
 Валерьяновская серия, вулканический пояс 241, 266, 288, 313, 329
 Вальдрес, спарангит 92
 Вандеи, зона 127
 Варангер, тиллиты 75
 Варандейское поднятие 257
 Варисская складчатость, дуга 108
 Варненская впадина 193
 Варяжская формация, серия 28, 91
 Варяжское оледенение 28
 Вепская серия (вепсий) 17—18
 Верх-Исетский купол 249
 Верхнеишимская полоса каледонид 281, 284
 Верхнепечорская впадина, прогиб 229, 237, 250—251
 Верхнерейнский грабен 172, 176—179
 Верхнесилезская глыба 157
 Верхнесилезский каменноугольный бассейн, впадина 114, 146
 Верхнесобская свита 252
 Верхний карелий 14, 17—19
 Верхний спарангит 91
 Верх-Исетский гранито-гнейсовый купол 249
 Верхотурский гранито-гнейсовый купол 249
 Вессекс-Парижский бассейн 170, 172
 Вестана, толща 21
 Вестервик, толща (серия) 21
 Вестерланд, скважина 157
 Вестланд-Ставангер, гряда 166
 Вест-Сол, авлакоген 187
 Ветланд, толща 21

- Ветреного пояса синклинорий 16
 Веринг плато 90, 98
 Вединско-Стрехайский свод 195
 Винделицийский кряж, барьер 176, 185
 Висингсе, серия 22
 Вислянская глыба, массив 147, 157, 159
 Вислянско-Днестровский прогиб, перикратонная зона 48, 54—55, 61, 62
 Вишерско-Чусовской антиклинорий 248
 Внешние кристаллические массивы Альп 148
 Внешние покровы Скандинавских каледонид 89
 Внутренние покровы Скандинавских каледонид 89
 Внутрисудетская впадина 145
 Вогезы 119, 123, 180, 186
 Вогульско-Уралтауский антиклинорий 250
 Войкарский синклинорий 253
 Войкар-Сыньинский габбро-перидотитовый комплекс 239, 253
 Волгоградский разлом 41
 Волго-Камский щит 52, 56
 Волго-Уральская антеклиза 50, 56, 58—59
 Волго-Уральский щит 52, 64
 Волсортские рифы 86
 Волыно-Котласская зона авлакогенов 52
 Волыно-Оршанский авлакоген, прогиб 43, 63
 Волинский блок 33—34
 Воркутинский прогиб, впадина 237, 251—252, 267
 Воронежская антеклиза 41, 56, 58—60
 Воронежский массив 35—36, 63
 Воронцовская серия 35
 Восточно-Алайская зона 321, 325
 Восточно-Бетнакдалинский массив 279
 «Восточноготские» граниты 22
 Восточно-Европейская платформа (кратон) 4, 6—68, 229—230, 232, 259, 273, 300
 Восточно-Карельский прогиб, зона 16
 Восточно-Кубанская впадина 205, 208
 Восточно-Маньчский прогиб 205
 Восточно-Пиренейская зона 134
 Восточнорусская впадина 64
 Восточно-Туркменская синеклиза 216
 Восточно-Туркменский сегмент 216
 Восточно-Туркменский солеродный бассейн 216
 Восточно-Улутавский разлом 280, 282
 Восточно-Уральская зона поднятий, антиклинорий 239—240, 245, 249, 264—270, 329
 Восточно-Уральский (Аятско-Иргизский) синклинорий, прогиб, зона 240, 245, 249—250, 259—268, 329
 Восточно-Ферганская сигмоида 330
 Восточно-Ферганский прогиб 339
 Восточно-Финляндский блок, массив 18
 Восточно-Эльбский максимум, массив 157, 159
 Выборгская интрузия гранитов рапакиви 18
 Высокие плато 136
 Высокого Атласа, зона 148
 Вятский вал 42
- ## Г
- Галисийско-Кастильская ветвь герцинид, мегантиклинорий 129
 Галицийская геосинклинальная система 7, 52
 Галицийско-Кавказская геосинклиналь 52
 Галле-Хетштетская перемычка 128
 Гамбурцева — гряда, поднятие 223, 229
 Гарц, массив 186
 Гадалквивира прогиб, флексуно-разломная зона 128
 Гебридский массив 69—73, 81
 Гебридский надвиж 72
 Гекла-Хук, комплекс 95
 Гемпширский бассейн 110
 Гердизское поднятие 254
 Германская впадина 166
 Герцинская складчатость, дуга 108
 Герцинские фации 144
 Гессенский грабен 165, 178, 180, 181, 187
 Гессенский синклинорий 110, 112
 Гета-Эльв, разлом 22
 Гетская зона 148
 Гимольская железорудная серия 14—15
 Гиссаро-Алайский массив, сегмент 320, 332, 338, 339
 Гиссарский бассейн 335
 Гиссарский батолит 327
 Гифхорнский трог 185
 Главного Кавказского хребта зона 205
 Главная антиклиналь Донбасса 203
 Главный Гиссарский разлом 192, 320—321, 328
 Главный Каратауский разлом 297
 Главный Новоземельский разлом 258
 Главный Уральский разлом 251, 270
 Голицынское поднятие 200
 Гондвана 150
 Горного Крыма прогиб 191, 196
 Горного Мангышлака складчатая зона 213
 Готская складчатость, зона, этап 22
 «Готские» граниты 23
 Готский комплекс (готиды) 21
 Готский тектонический этап 51
 Грампианская геосинклиналь 8, 28, 54
 Гранулитовый комплекс (Балтийского щита) 13
 Гранулитовых гор, массив 116
 Грейт-Глен, сдвиг 70, 76—77, 84
 Гремяха-Вырмес, плутон 12
 Гренвилльский пояс 63
 Гренландский щит 90, 100
 Губенский массив гранитоидов 260
- ## Д
- Дала-песчаники 21
 Дала-порфиры 21
 Даль, серия 23
 Дальред, серия 74, 81
 Дальсландский комплекс, складчатость, тектоно-магматическая эпоха, этап 22—24
 Дарьялык-Дауданский прогиб 213—214
 Датско-Польская шовная зона 39
 Девиллий 140
 Девонширский синклинорий 112
 Дегтярско-Уфалейский сдвиг 249
 Демуринский купол 30
 Денисовский прогиб 228—229, 232
 Дернесс, известняки 73
 Джангджирская зона 330
 Джаркаинагачский антиклинорий 281, 284
 Джаркентский прогиб, угольный бассейн 298, 314

Джезказганская впадина 280—282, 312, 316
 Джезказганское месторождение 282
 Жетысуйская свита 302
 Джерады, впадина 137
 Джунаро-Балхашская провинция, геосинклинальная система 278, 291—297, 303, 308, 311—312, 317—318
 Джунагская впадина, 292, 296
 Джунагский отрог орогена 314
 Джунагский разлом, сдвиг 296, 313—314, 317
 Джунагских ворот грабен 296
 Джусалинский свод 216
 Диабаз-филлитовая формация, серия 141, 152, 217
 Дилль, мульда 110
 Динантский синклиниорий 111, 145
 Днепровский комплекс гранитоидов 30
 Днепровско-Донецкая впадина, бассейн, авлакоген, зона погружений 8, 42, 52—53, 65, 202
 Днестровский перикратонный прогиб 52, 197
 Добруджинское поднятие (массив) 192, 193
 Добруджинско-Кавказская геосинклиналь 64—65
 Доготских гнейсов горст 22
 Докарельский комплекс 14
 Домнонейская фаза деформаций 140
 Домнонея 116, 139
 Донбасско-Промысловская зона 202
 Донецкий бассейн, Донецкое складчатое сооружение 202
 Донецко-Каспийская зона герцинид, геосинклиналь 43, 192, 202, 218, 341
 Донецко-Каспийская складчатая зона 43, 268
 Донецко-Мангышлакско-Гиссарский разлом 341
 Доно-Медведицкий вал, система дислокаций 41
 Доуралиды 261
 Древнекиммерийская (раннекиммерийская) эпоха тектогенеза 268
 Дуобблон, порфиры 21
 Дунайский разлом 176
 Дунбэйская плита 273

Е

Ейская впадина (прогиб) 200, 202, 208
 Елецкая зона 238, 252, 263
 Еремантауская серия 304
 Еремантау-Ниязский антиклиниорий 290
 Еремантау-Чуилийская геосинклинальная система 280, 288—290, 291, 303—308
 Ефимовская серия 289

Ж

Жалаир-Найманский синклиниорий, складчатая зона, гипербазитовый пояс 290, 304
 Жалаир-Найманский разлом, сдвиг 280, 290 313—314, 318
 Жаман-Сарысуйское поднятие 294
 Жаункарские граниты 301
 Железногорская фаза деформаций 123, 140
 Жетыбайская ступень 214
 Живонский антиклиниорий 104

22*

Жигулевский вал 42
 Жигулевско-Оренбургский свод 42
 Жигулевско-Пугачевский свод 58
 Жийдинская серия 280
 Житомирский плутон гранитов 34
 Жлобинская седловина 40

З

Заальская впадина, прогиб 127—128
 Заальская фаза складчатости 110, 127, 146, 268, 339
 Заилийская глыба 283, 303
 Зайсанская геосинклинальная система 291
 Западно-Астурийско-Леонская зона, прогиб 131—132, 148
 Западнототские граниты 22
 Западно-Европейская платформа 155—156, 169—178
 Западно-Европейская рифтовая система 178—179, 188
 Западно-Ингулецкая краевая зона 31
 Западной и Средней Европы герциниды 106—128
 Западно-Кубанский передовой прогиб 208
 Западно-Моравский разлом 121
 Западно-Сибирская мегасинеклиза, плита 191, 232, 234, 268—269, 273, 279, 297
 Западно-Тяньшаньский разлом, зона разломов 191, 214, 320, 335
 Западно-Уральская зона 237—238, 247, 250, 265—269
 Западно-Шпицбергенская зона дислокаций 97
 Западно-Шпицбергенская синеклиза 97
 Западно-Шпицбергенский антиклиниорий 95
 Заполярный Урал 254
 Запорожский блок 30
 Зауральская зона поднятий, антиклиниорий 240, 245, 259, 264, 267—270
 «Зеленых сланцев» Предкарпатье и Добруджа толща 194
 Земля Св. Георга, поднятие 86
 Зеравшано-Алайская зона 321, 326
 Зеравшано-Гиссарская зона 321, 326
 Зеравшанская зона, антиклиниорий 321, 326
 Зеравшанская впадина, мегасинклиналь 340
 Зеравшанский разлом 326
 Зерендинская серия 279, 300
 Зерендинский плутон гранитоидов 279, 307
 Зигерланд, поднятие 110
 Зилаирская серия 210, 237—238, 242—243, 264—265, 289
 Зилаирский синклиниорий, зона, прогиб 237, 243, 264—267
 Зильденфельский массив 116
 Зильмердакский надвиг 243
 Змейско-Прнтерский разлом 191

И

Иберийская Месета, блок 129, 177, 178, 185
 Иберийский авлакоген 187, 188
 Иберийский бассейн, впадина, плато, синеклиза 177, 185, 188
 Иберийских гор поднятие 177
 Иберийского п-ва герциниды 128—135
 Иберийской Месеты сдвиг 146

- Иберо-Армориканская дуга 147
 Ижма-омринский комплекс 228, 230
 Ижма-Печорская впадина 225—229
 Илийская впадина, прогиб 295, 297—298, 314
 Ильменогорское поднятие 240
 Имандра-Варзугская впадина, зона, прогиб 11—12
 Имандра-варзугская серия 11
 Инверская тектоно-магматическая эпоха 70
 Ингулецкий гнейсовый вал 31
 Индоло-Кубанский передовой прогиб 191, 200, 202
 Индостанская платформа 273
 Инзерская свита 260
 Иньльчекская зона 330
 Иотний 21
 Ирландского моря геоантиклиналь 78
 Ирландско-Фаррерский порог 69
 Исседонская фаза, этап тектогенеза 275, 283, 302
 Иссыккульская впадина (прогиб) 281, 298, 315
 Иссыккульская глыба 283, 284, 303
 Итмурундинская свита 295
 Ичкелтау-Сусамырский разлом 284
 Ишимско-Байконурская зона 275
 Ишимско-Нарынская складчатая система 275
 Ишимско-Таласская зона, геосинклинальная система 284—285, 303, 307
 Ишкеольмесский антиклинорий 289, 305
- ## К
- Кабильские массивы 135
 Кавказская геосинклиналь 63
 Кадомская складчатость 116
 Казанская седловина 41
 Казанско-Сергиевский авлакоген 42, 56
 Казахский щит 314
 Казахстано-Тяньшаньский срединный массив, глыба 307, 309, 312
 Кайзерштунель, вулкан 187
 Калба-Чингизский разлом 275, 290
 Калевийская серия (калевий) 19
 Каледонская впадина 80, 84
 Каменноборская свита 17
 Калмыккульский синклинорий 279, 281, 284
 Кампинский бассейн 104
 Камская перикратонная впадина, прогиб 52—54
 Камско-Кинельская система прогибов 56, 58—59, 64
 Кандалакшский грабен 14, 40
 Каневско-Березанская зона 202, 219
 Канино-Тиманский кряж 224, 230—232
 Канский меланж 323—324
 Кантабрийская зона, бассейн 132—134, 186
 Канталь, стратовулкан 184, 187
 Капидава-Овидиу, разлом 192, 194
 Каппебо, серия 23
 Карабашский коридор 239
 Карабогазский массив 209, 341
 Карабогазский свод 213—215, 217, 221
 Карабулакская свита 287
 Карагандинский синклинорий, прогиб, угольный бассейн 292, 294, 309, 311—314
 Караджилга-Кызылташский плутон гранитов 301
 Каракумский массив 209
 Каракумско-Таджикский массив 320, 327, 341
 Карамайское месторождение 292
 Каратаихский прогиб 252
 Каратау-Нарынская зона 275, 284, 285—287, 310—312, 330
 Каратауская серия 238, 260
 Каратауский выступ, седловина 237, 242—243, 314
 Каратауский прогиб 314
 Каратауский разлом 214, 286
 Каратау-Таласская зона, миогеосинклиналь 302
 Каратау-Таласский разлом 284
 Каратау-Терскейский разлом 285
 Каратау-Чаткальская зона 286
 Карачатырская зона; краевой прогиб 321, 323
 Карелий, карелиды 14—19
 Карельская впадина 17
 Карельский массив 16
 Карельский мегаблок 14—19
 Карельский тектонический этап 50
 Каркассон, порог 172
 Каркинитская впадина 199, 200
 Карлсхамны гранитный массив 21
 Кармакульская седловина, синклинорий 257—258
 Карпатская геосинклиналь 63
 Карпатская дуга 7
 Карпинского кряж 203
 Карсакпайская серия 280, 300—301
 Карсакпайский разлом 280
 Карсакпайская геосинклиналь, синклинорий 279, 301
 Карский антиклинорий 257
 Карский прогиб 257
 Каспийско-Каракумский квадрант, сегмент Туранской плиты 192, 213
 Кассанское поднятие 302
 Кассарминский свод, блок 211
 Кастильский массив 177
 Кваркушско-Каменогорский антиклинорий 238, 248
 Кейвская серия 11
 Кейвский блок 13
 Кейвских тундр синклинорий 11
 Кейвских тундр щелочные плутоны 12
 Келецкая зона 105, 157
 Кельпинская зона 331
 Кельтская геосинклинальная система 141, 186
 Кельтского моря, грабен 186
 Кеминская свита 300
 Кеминский прогиб 283
 Кемпирсайский антиклинорий 245
 Кентерлауский антиклинорий 305
 Керенско-Чембарский вал 42
 Кели, покров 89
 Кивиноу, траппы 63
 Кизильский синклинорий 245
 Кильдинский прогиб 225
 Киргизатинский покров 325
 Киргизская серия 300—301
 Киргизский блок, континент 335, 337—338
 Киргизско-Терскейская зона 300, 302
 Кировоград—Житомирский комплекс гранитов 31
 Кировоградский блок 33

- Кировоградский гранитный массив 33
 Кировско-Кажимский авлакоген 42
 Кируна, порфиры 21
 Кируна-Арвидсъяур, серия 19
 Кишеширский массив 147
 Китайский кратон, Китайско-Корейская платформа 273, 300, 321, 331
 Кифхейзер, поднятие 115
 Кичикальская зона 321, 324
 Коедана, гранит 78
 Кожимское поднятие 251, 254
 Кокджотский горст 302
 Коксуйская свита 302
 Кокчетавская свита, серия 289, 302
 Кокчетавский массив, глыба 259, 279, 281, 282, 290, 300—301, 303
 Кокчетавско-Муюнкумский срединный массив 278—284, 301—307, 316
 Кокшаальская зона 331
 Кокшаальский сегмент Ю. Тянь-Шаня 330—331, 338
 Колвинская седловина 237, 247
 Колвинский авлакоген, вал 226, 228—232
 Колгуевский массив 259
 Колон-Бешар—Кеназда, угленосный бассейн 138
 Кольская серия 9
 Кольская тектоно-магматическая эпоха 50
 Кольский блок, мегаблок 9—13, 49—50
 Кольско-беломорский комплекс 14
 Коми-Пермяцкое поднятие, гряда 42
 Кондрозский шарьяж 110, 112
 Конистонские слои 84
 Конкско-верховцевская серия 30
 Конско-Ялынская впадина 28
 Коппермайн-Ривер, траппы 63
 Корбу, серия 141
 Корнуай, поднятие 126—127
 Корнубийский батолит 112, 146
 Корнуола гранитные плутоны 112
 Коростенский плутон 34
 Коротанхский прогиб 257
 Корсунь-Новомиргородский плутон 33
 Косвинско-Чусовская седловина 247
 Косью-Роговский прогиб 252, 267
 Котельничское (Котельничско-Сысольское) поднятие, гряда 42
 Кракинский покров, шарьяж 243
 Краковские дислокации, зона 114, 159
 Краковский пролив 186
 Красновишерско-Ныробский надвиг 248
 Красные гнейсы Рудных гор 119
 Кременчугско-Криворожский прогиб, синклиниорий 31
 Крестецкая впадина 52
 Крефельдское воздымание 179
 Криворожская серия 31
 Криворожский разлом 31
 Криворожский бассейн, синклиниорий 31
 Криворожско-Кременчугская зона 31
 Криворожско-Кременчугский разлом 31
 Крыккудукский интрузивный комплекс, плутон гранитоидов 289, 307
 Крымско-Кавказско-Колетдагская миогеосинклиналь 220
 Ксенофонтонская седловина 237
 Кубадага, поднятие 191
 Куиرون, вулканический центр 183, 187
 Куладинский разлом 210, 214
 Кульм 120, 144
 Кумпу, «формация» 19
 Кунгей-Терскейская глыба 283
 Куопио, гранитный купол 17
 Курайлинская впадина 298
 Кураминский вулcano-плутонический пояс 313
 Кураминское поднятие 332
 Курская магнитная аномалия 35
 Курская серия 35
 Кустанайская седловина 234
 Кустанайская синклиниорная зона, синклиниорий 246, 267, 288
 Кучарский прогиб 339
 Кызылкумская антеклиза 215
 Кызылкумский сегмент Южно-Тяньшаньской системы 320, 338
 Кызылташский плутон — см. Караджилга-Кызылташский плутон
 Кэбот, сдвиг 96

Л

- Лабино-Малкинская зона 204
 Лабинская фаза тектогенеза 205
 Лаборовский выступ, поднятие 254
 Лавразия 150
 Ладожская серия 16
 Лаксфордская эпоха тектогенеза 72
 Ла-Манша авлакоген, грабен-прогиб 186, 187, 188
 Лан, мульда 110
 Лангедокский прогиб 172
 Ландский свод 174
 Ланкара свита 133
 Ланкаширский прогиб 86
 Лапский выступ 229
 Ларамийская эпоха тектогенеза 165, 167, 189
 Латвийская седловина 39
 Лаузица, блок 119
 Ленстерский гранитный массив 79
 Лемвинская зона, комплекс, синклиниорий 238, 244, 252, 253, 263
 Лени, известняки 75
 Леонтьевский грабен, прогиб 297—298, 314
 Лигерийская фаза деформаций 140
 Лизарда, гнейсы 115
 Лизард-Старт-Пойнт, офиолитовая зона 115
 Лина, гранитный плутон 21
 Лимани Большой, грабен 183
 Ловозерский плутон 13
 Локновский выступ, поднятие 40
 Ломский прогиб 193
 Лонгминд комплекс, толща 78
 Лонгфорд-Даун, массив 79
 Лондонско-Брабантский массив 170
 Лондонское плато, «платформа», свод 105
 Лопий (лопский комплекс) 14—15
 Лох-Мери, серия 72
 Лох-Тэй, известняки 74
 Луары грабен, залив 183
 Лузитанский прогиб 177—178, 188
 Лушниковская свита 245
 Лысагурская зона 106, 159
 Львовская впадина см. Люблинско-Львовская впадина
 Льюисский комплекс 70
 Люблинско-Львовская впадина 48—49, 159, 167

Люксембургский порог 170
Ляпинско-Исовский антиклинорий 238, 248, 250

М

Мавританиды 136
Магнитогорская зона, прогиб, синклинорий, мегасинклинорий 245, 246, 265—267, 270—271
Магнитогорский сегмент Тагильско-Магнитогорской зоны 239
Магриба герциниды 106—107, 135—138
Мазурско-Белорусская антеклиза 40—41, 56, 60
Майдантагская зона 331
Майкаинский синклинорий, гипербазитовый пояс 290, 304, 317
Майкопская серия 62
Майкубенский угольный бассейн 298
Майли-Джаирский антиклинорий 296
Майнцская впадина 179, 181
Майтубинская серия 280, 301
Макбальская свита, серия 300
Макбальский горст 280, 283, 300
Максютковский комплекс 245
Малаги, покров 135
Малая Кабилия, массив 136
Малкинский серпентинитовый массив 204
Малоземельский массив 228, 259
Малопольский массив 157
Малуна-Идре, мулда 21
Мангышлакская система дислокаций 211, 219
Мангышлакский сегмент 211
Манселия 116
Маньчжурская зона грабенов, разломов 204
Маргерид, плутон 126
Мари-Ферт, впадина 166
Марокканская Месета 148
Марьевский синклинорий 284—285
Машакская свита 260
Мезенская впадина, синеклиза 40, 55, 60
Мезоевропа 4, 138—152
Мекленбургский гравимагнитный максимум 157
Мелитопольский разлом 199—200
Мендересский массив 139, 147
Менкс, сланцы 79
Метабазитовая серия (Криворожья) 31
Метаморфическая зона Британский каледонид 74—77
Мидленд, массив 156, 159
Мидленд-Велли, интрузия 86
Мизийская глыба, плита 139, 147, 190, 192—196, 217—222
Мизийско-Скифско-Туранская платформа, плита 190—223
Микашевичский выступ 42
Минераловодское седло 208
Минч, сдвиг 70, 84
Мозельский синклинорий 112
Мойн, серия 73—74, 81
Мойнский покров, надвиг 70, 73—75
Молверна гнейсы 157
Молдавская впадина, плита 192, 197
Молдавская плита 196—199, 217
Молданубская зона, ось 120—127, 139—142, 143, 148—149

Молданубский комплекс (молданубикум) 120—122, 139
Мона, комплекс 77, 81
Мон-Дор, стратовулкан 184, 187
Монтань-Нуар (Черная гора), складчатая зона 125, 134, 148
Моравосилезская зона 114, 143, 148
Морар, свита 74, 81
Морвано-Вогезский порог 170
Морванский выступ 182
Московский авлакоген, грабен 39, 53
Московская синеклиза 39—40, 55, 60, 65
Мургабская впадина 216
Мурманский блок 11
Мутуме, массив 134
Муонкумская (Зайлийская) глыба, массив 283, 290
Мэчин, антиклинорий, зона 196
Мюнстерский прогиб 164
Мюнхбергский массив 116

Н

Назаре, разлом 178
Намюрский каменноугольный бассейн, синклинорий 104, 108, 110
Нарчеа, антиклинорий 132
Нарынская впадина, прогиб 298, 315
Нарынский сегмент 287
Неманский разлом 39
Немаха—Бутия, ось 39
Неметаморфическая зона Британских каледонид 77—80
Неоевропа 4, 5, 141
Нижневолжский прогиб 58
Нижнего Дофинэ впадина 183
Нижнеднестровская впадина 199
Нижнерейнский грабен 165, 178, 179—180
Нижнеронская впадина 183
Нижнесаксонская впадина, авлакоген 163—164, 188
Нижнесергинский шарьяж 247
Нижнеэльбская впадина 165
Николаева линия 284—285
Никольско-бурлукская серия 279
Новоземельская складчатая система см.
Пайхойско-Новоземельская складчатая система
Новоземельский антиклинорий 257, 258
Новоселовское поднятие 200
Новоузенский грабен, прогиб 46, 48, 52
Ново-Фрисландский антиклинорий 95
Новоцарицынский выступ 200
Ногайская моноклинали 208
Норвежско-Датская впадина 166
Норгидо-Бразильский пояс 24
Норгидо-Нигерийский подвижный пояс 24, 188
Нормандская глыба, массив 139, 141, 147
Нортумберлендский выступ 166
Нортумберлендский прогиб 86
Нуринский прогиб, синклинорий 293—294, 308
Нурминское поднятие 255
Нязелетровский шарьяж 247

О

Обьянь-михайловская серия 35
Обь-Зайсанская складчатая геосинклинальная система 275, 290, 318

Обюссон, гнейсы 125
 Овручская серия 34
 Овручская синклиналь 34
 Ожге грабен 187
 Оденвальда массив 115, 176, 180
 Одесский разлом 192, 199
 Одесско-Каневская шовная зона, разлом 33
 Одры, линия 114
 Ойо-де-Сапо, формация 130
 Окско-Цнинский вал 41
 Октябрьско-Денисовский антиклинорий 245
 Олыштынский разлом 40
 Омоль, серия 22
 Онежская депрессия 18
 Онежская серия 17
 Оренбургский свод 58
 Орехово-Павлоградский разлом, шовная зона 33, 202
 Оркадская впадина 80, 84, 166
 Орско-Примугоджарская депрессия 268
 Ортатауская серия 301
 Оршанский прогиб 40
 Осло, грабен 22, 24—25, 178
 Осницкая зона 34
 Осницкий комплекс 34
 Осса—Морена, зона 135, 151

П

Павловский гранитоидный комплекс 35
 Пай-Ёр, массив 234
 Пайховский антиклинорий 252, 257
 Пайхойско-Новоземельская складчатая система 234, 255, 261, 268
 Палеоволга 48
 Палеоевропа 4, 141
 Палеорона 183
 Палеотетис 138—139, 149—152
 Палеурал 267
 Парандовская серия 14
 Парантис, бассейн, прогиб 174, 176, 186
 Парижская кордильера 115
 Парижский бассейн, синеклиза 156, 170—172, 185, 187
 Паропамиза, поднятие 191
 Пачелмский авлакоген 41, 42, 53
 Пибозерская серия 14
 Пелагонийский массив 139
 Пеннильский блок 86
 Пентеврийский комплекс 115
 Передового хребта зона 204
 Перикарпатский надвиг 190, 196
 Пермский свод 42
 Пермско-Башкирский свод 246
 Петрозаводская свита 17
 Печенгская впадина 11
 Печенгская серия 11
 Печенгско-варзугский комплекс, серия 12
 Печеныга-Камена, разлом 194
 Печоро-Кожвинский вал 228—232
 Печорская плита, синеклиза 225, 227—229
 Печорский угольный бассейн 267
 Печорской гряды авлакоген, вал 228, 251
 Пинская седловина 40
 Пиреней, складчатая система 128, 178
 Пиренейская геосинклиналь 185
 Пиренейская фаза, эпоха тектогенеза 189
 Пишская впадина 19
 Платиноносный пояс Урала 239, 248—249
 Пограничный разлом Северошотландских нагорий 74
 Подляско-Брестский прогиб, синеклиза 40, 48, 56, 162
 Позднекарельский комплекс 14, 51
 Позднекимерийская фаза (эпоха) тектогенеза 167, 186, 189
 Позднелакфордская тектоно-магматическая эпоха 72
 Позднекурская тектоно-магматическая эпоха 70
 Полесская перемычка, седловина 40, 56
 Полмос-порос, серия 11
 Полтаво-Брединская синклиналь 266
 Полтавская серия 62
 Польско-Литовская синеклиза 48
 Полюдова кряжа, выступ, надвиг 248
 Полярно-Уральский антиклинорий 238, 253
 Полярный Урал 252—259
 Поморско-Куявский авлакоген, прогиб 158, 162—164, 166, 187—188
 Поморско-Львовский прогиб 158
 Помпещкого, порог 162
 Портаскейг, тиллиты 74
 Пражский синклинорий 121
 Предальпийский прогиб 176
 Предбалханская зона 191
 Предверхоаянский прогиб 274
 Предгималайский прогиб 274
 Преджунгарская впадина 298
 Преддонецкий прогиб 202, 204
 Предкавказская плита 204—208
 Предкавказский сегмент 204
 Предкарпатский прогиб 196, 220
 Предкарпатско-Добруджинская геосинклинальная система 52
 Предкиргизский прогиб 314
 Предкопетдагский прогиб 191, 213
 Предпиренейский прогиб 172, 174, 177
 Предполярноуральский прогиб 237
 Предсевероуральский прогиб 237, 250
 Предсреднеуральский прогиб 237, 247—248, Предсудетский блок 115
 Предсулейман-Киртарский прогиб 274
 Предуральский передовой прогиб, зона прогибов 223, 229, 234, 236—237, 267—268
 Предюжноуральский прогиб 237, 241—242
 Приазовский блок, массив 28, 33
 Приазовско-Ростовский сегмент 202, 203, 218
 Прибалхашская впадина 295
 Прибрежных цепей Каталонии, выступ 177
 Приднепровский блок 30, 49—50
 Приднестровский перикратонный прогиб 8
 Придобруджинский прогиб 197
 Прикаспийская впадина, синеклиза, область опусканий, солянокупольная область 8, 44—48, 57—63, 210
 Прикумская зона поднятий, свод 208
 Припечорская зона разломов 229
 Приполярный Урал 252—254
 Припятский авлакоген, впадина, грабен, прогиб 41, 42
 Припятско-Днепровско-Донецкий (Припятско-Донецкий) авлакоген, система авлакогенов 42, 56, 64
 Притиманский перикратонный прогиб 8, 40, 54—55, 225, 230
 Притобольский гипербазитовый пояс 241
 Приуральский перикратонный прогиб 54
 Причерноморские шовные впадины 200

Причерноморская зона перикратонных опусканий 8, 49, 61—62, 64
 Протоатлантический океан 69, 81
 Протоевропа 4
 Пуату, порог, пролив, седло 170, 172, 173, 185, 186
 Пюи-де-Дом, вулканы 184
 Пятихатский гнейсовый вал 31

Р

Рай-Из, массив гипербазитов 254
 Рамберг, плутон 146
 Раннекиммерийская фаза тектогенеза 162, 167, 185, 189
 Раммельсберг, месторождение 110
 Раннекарельский комплекс 14—17
 Раннелаксфордская тектоно-магматическая эпоха 72
 Раннесоурская тектоно-магматическая эпоха 70
 Ратненский выступ 48
 Раудфьорден, разлом 95
 Ребольская фаза диастрофизма 15
 Ревдинский шарьяж 248
 Ревиний 14)
 Рейнские фации 144
 Рейнский грабен 170, 178, 186, 187
 Рейнский массив 185
 Рейнских Сланцевых гор массив 156, 165, 179, 186
 Рейско-Ронская зона грабенов, рифтовая система 169, 186
 Рейсская фаза деформаций 118, 120—121, 144
 Рениды 341
 Ренский антиклинорий 119
 Реногерцинская зона 110—114, 143, 148—151
 Репетекский соляной вал 216
 Рехамна, массив 137
 Рижский плутон рапакиви 37
 Рижский разлом 39
 Рингкёбинг-Фюн, поднятие 157
 Рио-Тинто, месторождение 135, 145
 Риф, Марокканский 135
 Родопский массив 139
 Роккол, подводная возвышенность 98
 Рокруа, массив 104
 Ронская зона опусканий 183
 Ронский грабен 178
 Рорегенская впадина 90
 Росслэр, комплекс 78
 Ростовский выступ 29, 33
 Ругалланн анортозиты 24
 Рудногорская фаза, деформаций 127, 145
 Рудногорский батолит 146
 Рудногорский разлом 121
 Рудных гор, поднятие 187
 Рула, поднятие 115, 176
 Рурский каменноугольный бассейн 108
 Русская плита 8, 36—49, 51—54, 59—65
 Рутено-лимузенский комплекс, «ансамбль» 123—124, 140
 Рьукан, серия 24
 Рюгенско-Львовская складчатая зона 166
 Рябиновский массив гранитоидов 260
 Рязано-Саратовский авлакоген, прогиб 41, 42

С

Саамская тектоно-магматическая эпоха 50
 Саар-Лотарингский бассейн, впадина 115, 127
 Саарско-Гессенский межгорный прогиб 146
 Саво-Ладожский прогиб 16, 19
 Сакмаро-Вознесенская подзона 244
 Сакмарская зона, покров 238, 243—244, 264
 Саксаганский купол 30
 Саксотюрингская зона 116—120, 143, 148—149, 176
 Салаирская эпоха тектогенеза 261, 289, 294, 303, 306
 Салатимский пояс гипербазитов 251
 Салдинский гранито-гнейсовый купол 249
 Салминская интрузия гранитов рапакиви 18
 Салминская свита 18
 Сальская зона разломов 29
 Самарской Луки флексура 42
 Самгарский разлом 333
 Сандомирская фаза тектогенеза 142, 157
 Санкебайский соляной купол 46
 Сандомирско-Добруджинская гряда 157
 Сардская (сардинская) фаза тектогенеза 141—142
 Сарнолийская свита (сарнолий) 15—16
 Сарматский щит 37
 Сарматско-Туранский линеймент 192, 204, 210, 216, 321, 341
 Сарыджазская глыба, массив 320, 330
 Сарысуйские купола 282
 Сарысу-Тенизская блоково-складчатая зона, грабен-прогиб 280—281, 301, 308, 310, 317—318
 Саурская фаза тектогенеза 311—312
 Саякский интрузивный комплекс 312
 Саякско-Джунгарский прогиб 311—312
 Саякская эпоха тектогенеза 312
 Свальбардская фаза деформаций 96, 100
 Свекокарельский этап 22
 Свеконорвежская регенерация 23
 Свеконорвежский мегаблок 22—25
 Свеконоргиды 24
 Свекофенниды 20
 Свекофеннская зона, геосинклиналь, прогиб 19
 Свекофеннский мегаблок 19—22
 Свекофеннский тектонический этап 51
 Свентокшиских гор складчатое сооружение, дислокации, выступ 105, 114, 156, 159, 166
 Свердрупская синеклиза 97
 Свионий 20
 Севе покров 89
 Северной Добруджи блок 106, 196—199
 Северный Новоземельский антиклинорий 257—258
 Северный Урал 250—251
 Северный Устюрт, массив 210
 Северных нагорий Шотландии зона 74—77
 Северо-Азиатский кратон 232
 Северо-Ахвитанская флексура 173, 174
 Северо-Атлантический геосинклинальный пояс 98—100
 Северо-Африканская герцинская складчатая система 106
 Северо-Балхашская впадина 296
 Северо-Балхашский антиклинорий 295, 305, 308

- Северо-Букантауский прогиб 328
Северо-Болгарский свод 193, 221
Северо-Бузачинский свод 211
Северо-Гиссарский антиклинорий 326
Северо-Гиссарский разлом 321
Северо-Датский прогиб 157, 162
Северо-Джунгарский прогиб, синклино-рий 296, 308
Северодвинский массив 47
Северодобруджинско-Мангышлакская геосинклиналь 63
Северо-Иберийская зона 143
Североирландское поднятие, свод 84—85
Северо-Кавказская моноклиналь 208
Северо-Кавказский краевой массив 204
Северо-Кавказский офиолитовый пояс 204, 217
Северо-Карельский прогиб 16
Северо-Киргизская зона 283, 284, 303, 307
Северо-Ладожский прогиб, зона 16, 19
Североморская впадина, синеклиза 101, 165
Североморско-Балтийская область погружений 60, 64
Североморско-Средиземноморская рифтовая система 178
Северо-Онежский блок 18
Северо-Пиренейский прогиб 174
Северо-Пиренейский шарьяж 174
Северо-Уральский антиклинорий 250, 251
Североуральский бокситоносный район 264
Северо-Устюртский массив, глыба 210—211
Северо-Устюртский прогиб, синеклиза 210—211
Северо-Устюртский сегмент 210—213
Северо-Ферганский разлом 332
Северо-Шотландское поднятие, свод 84
Сегозерская серия 17
Селетинская впадина, синклинорий 290, 308
Селещкая тектоно-магматическая эпоха 16
Сельюр, серия 24
Сент-Жюльен де Вувант, синклинорий 119
Серноводско-Абдулинский авлакоген 42
Серовско-Маукский, Серовско-Невьянский пояс гипербазитов 239, 249
Сибирский кратон, платформа 273, 300
Сибирско-Туранская платформа 314
Сивашская впадина 200
Силезий 108
Симферопольское поднятие 200
Скаггерак, грабен 178
Скандик, море 160
Скандинаво-Североземельская складчатая система 258
Скандинавская геосинклиналь 8, 65
Скандинавские каледониды 69
Скиддоу, сланцы 83
Скифская плита 190, 192, 199—208, 217—222
Скурская дайковая серия 70
Скурская тектоно-магматическая эпоха 70
Сливбой, прогиб 86
Смоланд, гранитный плутон 21
Собское поднятие 251, 254
Совших гор, глыба 119
Сокско-Шешминский вал 42
Солигаличский грабен-прогиб 39
Соликамская впадина 247, 248
Сонкульская впадина 284
Соны—Роны грабен, рифтовая система 172, 186
Сорокина гряда, вал, поднятие 223, 229, 231—232
Сорселе, гранитный плутон 21
Сортавала, гранитный купол 16
Сортавальская серия 16
Спарагмитовая формация, спарагмит 28, 91
Сласская зона разломов, шарьяж 293—294, 311, 314
Средиземноморский геосинклинальный пояс 138—139, 152, 188, 273, 341
Срединной долины Шотландии грабен, прогиб 80, 84
Срединный Тянь-Шань 275
Среднеанглийская антеклиза 86, 156
Среднегерманская геоантиклиналь, зона, поднятие, порог 114—115, 148, 176
Среднеевропейская геосинклинальная система 5, 6, 143—145, 148
Среднеевропейская складчатая система 106—128
Среднеевропейский бассейн, впадина, мега-синеклиза, платформа, плита 60, 64, 155—169, 185, 186, 188
Среднеевропейских герцинид, межгорные прогибы 127—128
Среднепеннинский прогиб 86
Среднепечорская седловина 237
Среднерусская синеклиза 39
Среднерусский авлакоген 39, 53, 63
Среднепольская зона дислокаций 166
Среднесудетская мульда 120
Среднеуральский антиклинорий 238, 247, 248
Среднечешская впадина 187
Среднешотландский грабен-прогиб 85
Средний Урал 246—250
Ставро, массив 104
Ставропольский свод 205, 208, 221
Старопланинская геосинклиналь 195
Степняк-Бетпакадальская зона 288, 307
Степнякский синклинорий 289
Стёр, песчаники 73
Стода, граниты 122
Стойленско-усманский интрузивный комплекс 35
Строншианский плутон гранитоидов 76
Стура Лё-Марстранд, серия 23
Субальпийские цепи 183
Субварисская зона прогибов 108, 146
Субгерцинская впадина, прогиб 128, 164
Субиотний 21
Суваянский комплекс 245
Судетская фаза, эпоха деформаций 112, 119—120, 126—127, 145, 266, 312
Судетский блок, массив 119, 185, 187
Суйсарская серия 17
Султануздагский тектонический узел 320
Сулутерекский выступ, массив 326, 330
Сумийско-сариилийская толща 15—16
Сумская серия (сумий) 14—16
Сурметашский прогиб 325
Сурметашско-Гульчинская впадина 338
Сухонский вал 40
Суцано-Пержанский разлом 34
Сылвенская впадина 247
Сылвенско-Соликамский прогиб 237
Сырдарьинский массив, глыба 215, 324, 335
Сырдарьинская синеклиза 215
Сырдарьинский квадрант, сегмент Туранской плиты 192, 214—216
Сысертский гранито-гнейсовый купол 240, 249
Сыум Кеу, массив гипербазитов 254
Сьерра-де-Гвадаррама, горст 177

Т

- Тагильская зона, сегмент, синклиний 248—249, 264—271
 Тагильско-Магнитогорская зона, синклиний 238, 239, 259, 263
 Таджикский блок, континент 335, 338
 Такатинские песчаники 264
 Таконская фаза, эпоха тектогенеза 263, 289, 307, 336
 Таласская зона 285
 Талассо-Ферганский разлом, сдвиг 287, 313—314, 320—321, 330, 332, 339
 Тамдытауская зона 327
 Тараташский выступ 243, 259
 Тарбагатайский антиклинорий, поднятие 291
 Таримский массив 300, 320—321, 326, 331
 Тарханкутская зона дислокаций 199, 219
 Тагауская свита 310
 Татарский свод 41
 Татро—Вепориды 148
 Ташкентско-Голодноостепский прогиб 332
 Тегермачский покров 324
 Тейсейра-Торнквиста линия 7, 147, 158, 197
 Текелийская зона 294
 Текесская впадина, прогиб 298, 315
 Тектурмасский антиклинорий, пояс гипер-базитов 292—294, 304—305, 314
 Тектурмасский сдвиг 314
 Телемарк, комплекс 24
 Тель, алжирский 135
 Тельтесская фаза тектогенеза 294, 309, 317
 Тенизская впадина 282, 311—312
 Тепла, антиклинорий 121
 Терекдаванская синформа 325
 Терексайская свита 300
 Терская свита 14
 Терскейская серия 283
 Терскейский плутон гранитоидов 307
 Терско-Каспийская впадина, передовой прогиб 191, 205, 208
 Терско-Кумская впадина 205, 208
 Тетеревская серия 33
 Тё, тектоническое окно 112
 Тиверская серия 197
 Тикшеозерская серия 14
 Тиманид (Тиманская) геосинклинальная система 52, 230
 Тимано-Печорская плита 261
 Тимано-Уральская геосинклиналь 52, 262
 Тимашевская ступень 202
 Тисвайзская формация 252
 Тихоокеанский пояс 273
 Токмовский свод 41
 Токрауская впадина 294—296
 Токрауский батолит 312
 Торридонская серия 70, 72—73, 81
 Трисильская фаза деформаций 91
 Троицко-Кенгусайский антиклинорий 245
 Тронхеймская фаза деформаций 91
 Троснянско-мамоновский комплекс 36
 Тросиль, песчаники 21
 Туаркырская зона дислокаций 213—214, 219
 Туймазинский вал 42
 Тунгудско-надвоицкая серия 17
 Тундровая серия 11
 Туранская плита 190, 192, 209—222, 268, 273, 297, 332
 Тургайско-Сырдарьинский срединный массив 278—279, 287—288, 302—303, 316, 320—323, 333
 Туркестано-Алайская зона 321, 324—325
 Туркестано-Зеравшанская зона 321, 326
 Туркестанский бассейн 335, 337
 Туркестанский разлом 321, 326
 Туркменская антеклиза 213
 Турьинская свита 14
 Тулча, зона 196, 219
 Тэйский покров 75
 Тюлькуламская ветвь Северо-Балхашского антиклинория 295—296
 Тюменско-Кустанайская зона, синклиний 241
 Тюменско-Ливановский разлом 241
 Тюрингская впадина 115, 128
 Тюрингская фация 119
 Тюрингские Сланцевые горы 176, 186
 Тюрингский выступ, массив 165
 Тюрингского леса, поднятие 128
 Тяньшаньская геосинклинальная система 191, 329

У

- Уарзазат, серия 136
 Убоганский грабен 314
 Угольная «борозда» Центрального массива 146
 «Угольный канал» Европы 145
 Узунжальские граниты 294
 Уилд-Артуа, авлакоген 187, 188
 Уилд-Пеи-де-Брей, вал 170
 Украинно-Воронежский щит 52, 56
 Украинско-Приуральская зона поднятий 37
 Украинская синеклиза 44, 60, 61, 64
 Украинский щит, массив 8, 28—35, 49, 59—60, 63—65
 Урсовская синклиналь 251
 Улутауский антиклинорий, массив, глыба, поднятие 279, 280, 281, 290, 300, 303, 316
 Ульяновско-Саратовский прогиб 60, 62
 Уманский плутон гранитов 34
 Умовско-Койвинская синклиналь 248
 Урало-Монгольский геосинклинальный пояс 273, 305, 340
 Урало-Новоземельская геосинклинальная система 223
 Урало-Оманский линеамент 192, 210, 216
 Урало-Охотский геосинклинальный пояс 273, 315, 318, 340
 Урало-Сибирский геосинклинальный пояс 234, 262
 Урало-Тобольский антиклинорий 245
 Урало-Тяньшаньский сдвиг 329
 Урал-Тау, антиклинорий, поднятие 238, 245
 Уральская геосинклинальная система 52, 56, 232, 329
 Уркашарский синклиний 296
 Уртынджальская серия 293, 308
 Урусайский разлом 341
 Успенская зона смятия, надвиг, шарьяж 294, 314
 Успенский прогиб 309
 Устюртский горст 211
 Устюртский квадрант Туранской плиты 192
 Уфалейский метаморфический комплекс 248
 Уфимский амфитеатр 246
 Ухтинская брахантиклиналь 228

Уэльса прогиб 84
Уэльский бордерленд 80, 85

Ф

Ферганская впадина 215, 321, 323, 332—334, 339
Ферганская флексура, сигмоида см. Восточно-Ферганская сигмоида
Фергано-Кокшаалский сегмент Южно-Тяньшаньской системы 320
Ферганского хребта (Ферганский) грабен, прогиб 297—298, 314
Филипштадт, гранитный массив 21
Фленсбург скважина 157
Флехтинген, гряда 128
Фогельсберг, вулканический центр 187
Фойерский плутон гранитоидов 76
Форландсундет, грабен 97
Франкенбергский массив 116
Франконская зона разломов, линеамент 176, 186
Франконско-Баварский разлом 121, 176
Франконский свод 176
Франконского Альба прогиб 176
Фрейбергский купол 116
Фрунзенский прогиб 282, 298, 314

Х

Харбейский антиклинорий 254
Херсонская магнитная аномалия 31
Хибинских тундр плутон 13
Хобдинский гравитационный максимум 45
Хогландий 27
Хорейверская впадина 226, 228—229, 232
Хорейверский (Большеземельский) массив 259
Хохен-Венн, массив 104
Хохен-Венн, тоналиты 111

Ц

Центрально-Азиатский пояс, ороген 219, 273, 278, 305, 314, 341
Центрально-Богемский плутон гранитоидов 122
Центрально-Джунгарский антиклинорий 295
Центрального Казахстана краевой вулканический пояс 289, 316
Центрально-Добруджинско-Кавказская геосинклиналь 63
Центрально-Евразийская платформа 191, 209
Центрально-Евразийский линеамент 209, 321
Центральноевропейский вулcano-плутонический пояс 152
Центральноевропейских поднятий полоса (Центральноевропейский массив) 186, 188
Центрально-Иберийская зона, блок 129—131, 143—145, 148
Центральной Добруджи блок 192—194
Центрально-Казахстанская складчатая область, массив 191, 234, 262
Центрально-Казахстанский разлом 291, 295, 313

Центрально-Каракумский свод 213—217, 221
Центрально-Карельский массив, блок 25
Центрально-Кольский блок 9
Центрально-Крымский свод 200, 221
Центрально-Ламанский грабен 187
Центрально-Молданубский плутон гранитоидов 122
Центрально-Терскойское поднятие 283
Центрально-Тургайский разлом 241, 275
Центрально-Уральская зона поднятий 238, 245, 248, 259—269
Центрально-Устиюртская зона дислокаций 210—212
Центрально-Устиюртский сегмент 211
Центрально-Финляндский плутон 20
Центральный грабен Ферганской впадины 333
Центральный Североморский выступ, свод 166
Центральный Французский массив 123—126, 156, 170, 173, 183—185, 187
Центральных поднятий зона герцинид Западной и Средней Европы 106, 120—127, 148

Ч

Чарская зона 275
Чаткало-Нарынская зона 283
Чаткальский сегмент 287
Челкарский соляной купол 46
Челябинско-Суундукский антиклинорий 245
Чернова гряда, поднятие 223, 229
Чернолесский прогиб 208
Чернышева гряда, поднятие 223, 229, 251—252
Четласского Камня поднятие 226
Чешский массив 120—123
Чилико-Кеминский прогиб 303
Чингиз-Калбинский разлом см. Калба-Чингизский разлом
Чингизский антиклинорий, пояс гипербазитов 275, 290, 304
Чингизский сдвиг 313—314, 318
Чингиз-Тарбагатайская геосинклинальная система, мегантиклинорий 278, 290—291, 296, 304—308, 315
Чингиз-Тарбагатайская вулканическая островная дуга 317—318
Чингиз-Тарбагатайский отрог орогена 314
Чу-Балхашский антиклинорий 290
Чудново-бердичевские граниты 34
Чу-Илийский отрог орогена 314
Чу-Илийский прогиб 290
Чуилийская зона 307
Чуилийско-Кетменьская зона 295
Чуйская глыба 280, 301
Чуйская впадина, прогиб, синеклиза 191, 282
Чу-Сарьсуйская впадина 280—281, 314
Чусовских городков брахиантиклиналь 247
Чусовской надвиг 248

Ш

Шантосо, покров 126
Шатолен-Лаваль, синклинорий 116, 119
Шварцвальд 119, 123, 176, 180, 185
Шведско-Норвежский блок 23
Шетландско-Оркнейский выступ 165
Шидертинская впадина, синклинорий 290, 308

Шокшинская свита 17
 Шотландская впадина 166
 Шотландско-Норвежско-Датская впадина 162
 Шпессарта массив 115, 176, 180
 Шпицбергена каледониды 94—98

Щ

Щецинско-Лодзинско-Меховская впадина 166
 Щучьинский синклиорий 254

Э

Эби-Нур, впадина 296
 Эбро, прогиб 128
 Эз-Зилига, впадина 137
 Эйфельский надвиг 110, 112
 Эйфеля маары 180
 Экне, фаза деформаций 91
 Элеонор-Бей, серия 96
 Эльбы линия, разлом 119, 121, 187, 188
 Эоверопа 4
 Эриа, платформа 69, 90
 Эстфолл, граниты 23

Ю

Юго-Западного Гиссара орогенное поднятие 216
 Юго-Западного Шпицбергена синеклиза 97
 Юго-Западный батолит 112
 Южная Североморская впадина 166
 Южно-Английский бассейн 187
 Южно-Американская зона смятия 146
 Южно-Атласский разлом 136
 Южно-Баренцевская впадина, синеклиза 224
 Южно-Бузачинский прогиб 211
 Южно-Букантауская зона 327
 Южногерманский бассейн, впадина 186, 188
 Южногерманская плакосинеклиза 156, 176—177
 Южно-Гиссарская зона 218, 341
 Южно-Гиссарский вулcano-плутонический пояс 321, 326—328
 Южно-Гиссарский рифт, шов 338
 Южно-Датская антеклиза 157, 162, 166
 Южно-Джунгарский антиклинорий 295
 Южно-Джунгарский разлом 297
 Южно-Европейская герцинская складчатая геосинклинальная система 107, 143, 148
 Южно-Иберийская зона 148
 Южно-Карагандинская зона 294, 316—317
 Южно-Карельская впадина 17
 Южно-Кочетавский трог 303

Южно-Корнуэльский офиолитовый пояс 141
 Южно-Мангышлакский массив 213
 Южно-Мангышлакский прогиб 213—214
 Южно-Мизийский разлом 192
 Южно-Норвежский блок 23
 Южно-Онежский блок 18
 Южно-Португальская зона, прогиб 129, 135, 145, 148, 151
 Южно-Прибалхашская впадина, прогиб 298, 314
 Южно-Реннский синклиорий 119
 Южно-Североморская впадина 166
 Южно-Скандинавский мегаблок 22—25, 87—88
 Южно-Скандинавский пояс 99
 Южно-Ставропольский надразломный вал 208
 Южно-Тяньшаньская складчатая геосинклинальная система 320—343
 Южно-Улутавский прогиб 306
 Южно-Устюртский массив 213
 Южно-Уэльский каменноугольный бассейн 110
 Южно-Ферганская офиолитовая зона, эвгеосинклиналь 275, 323—324
 Южно-Ферганский разлом 320—321
 Южно-Ферганский прогиб 339
 Южно-Чуйский прогиб 298, 314
 Южно-Шотландская возвышенность, свод, поднятие, 79, 84, 85
 Южно-Шотландский прогиб 83—84
 Южно-Эмбенская зона разломов 7
 Южно-Эмбенская складчатая зона 210, 342
 Южно-Эмбенское поднятие 210
 Южный надвиг, шарьяж 110, 112
 Южный Новоземельский антиклинорий 257
 Южный Предприренийский прогиб 177
 Южный Урал 241—246
 Южный Харрис, плутон 72
 Южных нагорий Шотландии зона 79
 Южных Северн складчатая зона 125
 Юриконская свита 78
 Юрматинская серия 238, 259, 260
 Юрских гор зона 182, 183
 Юрюзано-Сылвенская впадина 247
 Ютунский покров 89

Я

Ягнобская впадина, мегасинклиналь 340
 Яркендский прогиб 339
 Яркендско-Ферганский грабен, прогиб 297
 314
 Яссинская зона 331
 Ятулийская серия (ятулий) 17
 Ятулийский материк 16

От автора	3
Раздел первый	
ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА	
ГЛАВА I.	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА ЕВРОПЫ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	4
ГЛАВА II.	
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА	6
1. Границы и основные структурные элементы	6
2. Балтийский щит	9
3. Украинский щит и Воронежский массив	28
4. Русская плита	36
5. Основные этапы развития	49
6. Выводы по истории и структуре платформы	62
ГЛАВА III.	
КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ	69
1. Основные черты структуры	69
2. Гебридский массив и Британские каледониды	70
3. Основные этапы развития Британских каледонид	80
4. Платформенный чехол Британских островов и его структура	85
5. Скандинавские каледониды — основные черты структуры	87
6. Скандинавские каледониды — основные этапы развития	90
7. Каледониды Шпицбергена и их осадочный чехол	94
8. Некоторые выводы	98
ГЛАВА IV.	
ПАЛЕОЗОИДЫ ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ	103
1. Англо-Брабантские каледониды	104
2. Герциниды Западной и Средней Европы — основные черты структуры	106
3. Герциниды Иберийского полуострова	128
4. Герциниды Магриба	135
5. Основные этапы развития	138
6. Некоторые выводы и проблемы	147
ГЛАВА V.	
СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКАЯ И ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ	155
1. Границы и основные структурные подразделения	155

2. Среднеевропейская платформа	156
3. Западно-Европейская платформа	169
4. Западно-Европейская рифтовая система	178
5. Основные этапы платформенного развития Средней и Западной Европы	184
6. Некоторые выводы	188

ГЛАВА VI.

МИЗИЙСКО-СКИФСКО-ТУРАНСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛАТФОРМА	190
1. Границы и основные структурные подразделения. Геологическая изученность	190
2. Мизийская плита и блок Центральной Добруджи	192
3. Северная Добруджа и Молдавская плита	196
4. Скифская плита	199
5. Туранская плита	209
6. Основные этапы развития	217
7. Некоторые выводы	221

ГЛАВА VII.

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ЭПИБАЙКАЛЬСКАЯ ПЛИТА	223
1. Границы и основные структурные подразделения	223
2. Канино-Тиманский кряж и природа фундамента Тимано-Печорской плиты	225
3. Печорская синеклиза	228
4. Основные этапы развития	229

ГЛАВА VIII.

УРАЛЬСКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА	233
1. Основные черты рельефа. Состояние геологической изученности. Общая структурная зональность	233
2. Южный Урал	241
3. Средний Урал	246
4. Северный Урал	250
5. Полярный Урал	252
6. Пай-Хой и Новая Земля. Структура Баренцева моря	255
7. Основные этапы развития	259
8. Некоторые выводы и проблемы	269

Раздел второй

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЗАПАДНАЯ АЗИЯ

ГЛАВА IX.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА АЗИИ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	273
---	------------

ГЛАВА X.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	274
1. Границы и основные структурные подразделения. Геологическая изученность	274
2. Кокчетавско-Муюнкумский срединный массив	278
3. Ишимско-Таласская зона ранних каледонид	284

4. Каратау-Нарынская каледоно-герцинская складчатая зона	285
5. Тургайско-Сырдарьинский срединный массив	287
6. Еремантау-Чуилийская каледонская эвгеосинклинальная складчатая система	288
7. Чингиз-Тарбагатайская позднекаледонская и герцинская складчатая система	290
8. Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система	291
9. Платформенная структура Центрального Казахстана и орогенная структура Северного Тянь-Шаня и Джунгарии	297
10. Основные этапы развития	298
11. Некоторые особенности строения и развития области	315

ГЛАВА XI.

ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	320
1. Границы, основные структурные подразделения. Геологическая изученность	320
2. Центральный (Гиссаро-Алайский) сегмент Южного Тянь-Шаня	323
3. Западный (Кызылкумский) сегмент Южного Тянь-Шаня и его отношение к Уралу	327
4. Восточный сегмент Южного Тянь-Шаня	330
✓ 5. Новейшая структура Южного Тянь-Шаня. Ферганская межгорная впадина	332
6. Основные этапы развития системы	335
7. Некоторые выводы	340
Алфавитный указатель	344

Виктор Ефимович Хаин

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА,
ВНЕАЛЬПЕЙСКАЯ ЕВРОПА
И ЗАПАДНАЯ АЗИЯ**

Редактор издательства М. Д. Мирзоева

Графики-иллюстраторы: Б. А. Руденко,

В. П. Гвоздева, А. М. Якубов

Художественный редактор В. В. Евдокимов

Художник Е. К. Самойлов

Техн. редактор В. Л. Прозоровская

Корректор М. П. Курылева

Сдано в набор 25/1 1977 г. Подписано в печать 25/Х 1977 г.
Т-18347. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 23,75 с вклейками и
вкладкой. Усл. печ. л. 33,25. Уч.-изд. л. 35,57 с вкладками.
Бумага № 1 и картографическая. Заказ 1528/5718—1
Тираж 3500 экз. Цена 4 р. 80 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский
проезд., д. 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10

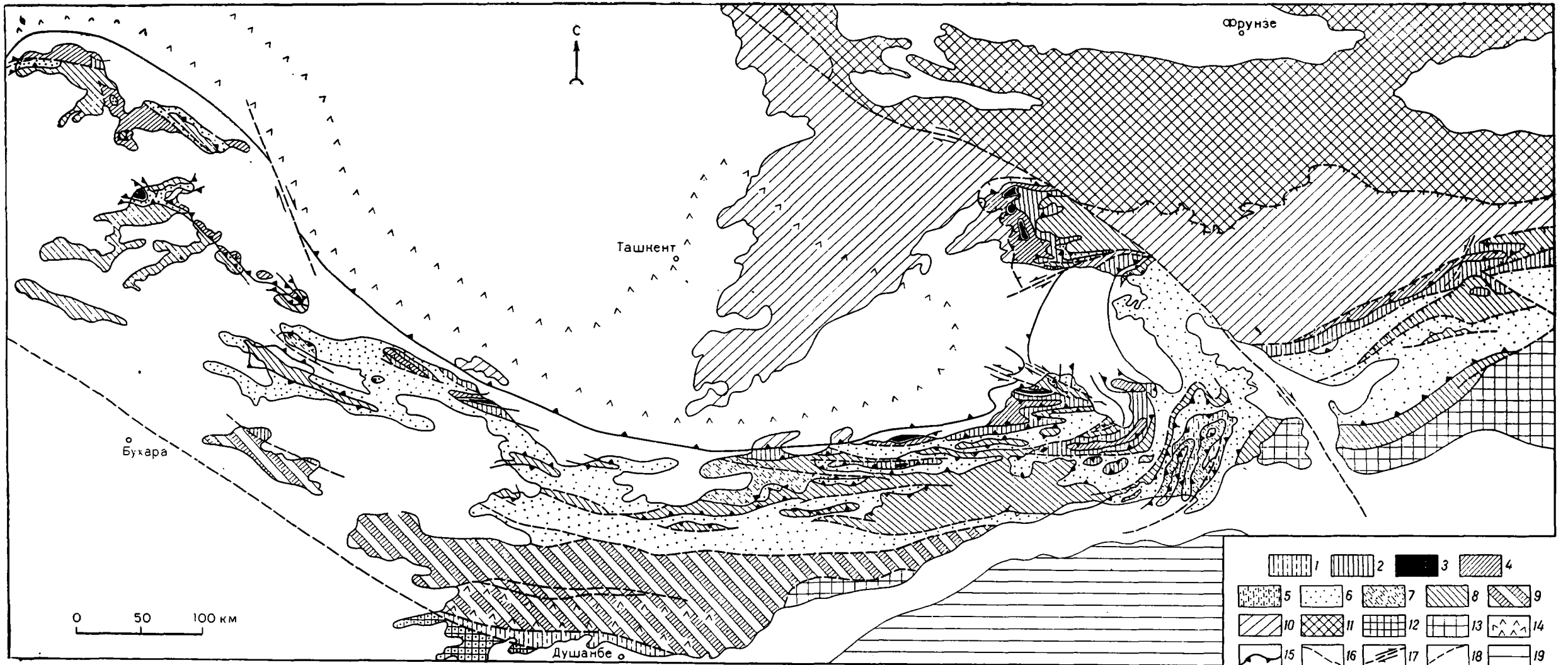


РИС. 89. Главные структурные единицы герцинского Тянь-Шаня и Кызыл-кумов (по В. С. Буртману).

1 — эвгеосинклиальная единица Гиссар; 2—3 — эвгеосинклиальная единица Туркестан; 2 — эвгеосинклиальные отложения, 3 — гипербазиты и габброиды океанического фундамента; 4 — северная лептогеосинклиальная единица; 5—7 —

южная лептогеосинклиальная единица; 5 — вулканогенно-терригенные отложения, 6 — карбонатно-терригенные отложения, 7 — отложения карбонатного типа; 8 — южная многоэосинклиальная единица; 9 — терригенная единица с нерасшифрованной структурой (в ее пределах находятся аллохтонные тектонические пластины, сложенные лепто- и эвгеосинклиальными отложениями); 10 — северная многоэосинклиальная единица; 11 — Киргизские каледониды; 12 — Таджикские

каледониды; 13 — древние платформенные массивы; 14 — области распространения андезитовых вулканитов каменноугольного возраста, островодужного типа (на территории Кызылкумов под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений); 15 — поверхности шарьирования; 16—18 — поздние разломы; 16 — надвиги, 17 — сдвиги, 18 — прочие разломы; 19 — область развития альпийских структур Памира

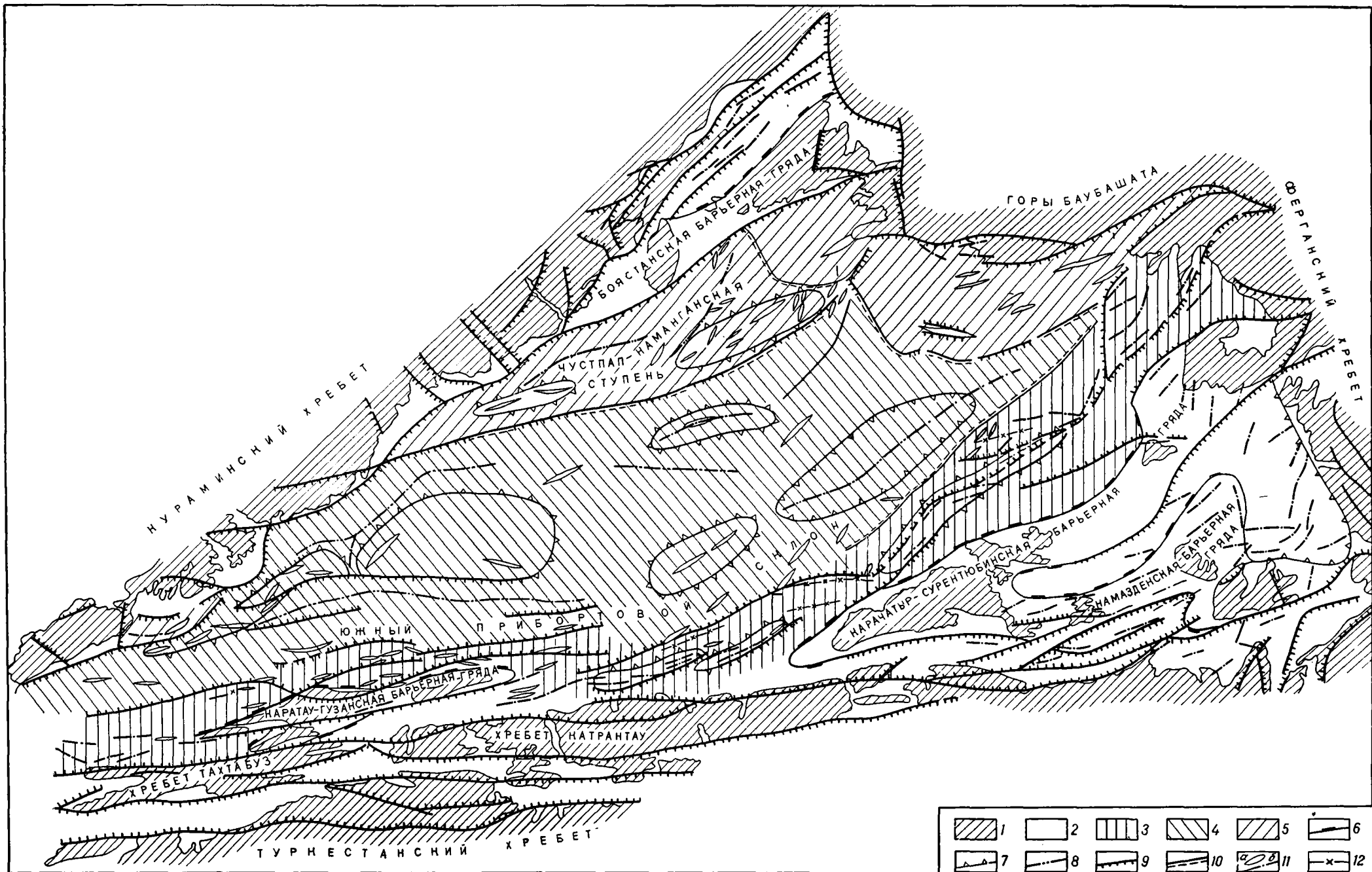


РИС. 95. Схема тектоники Ферганской впадины (по Б. Б. Таль-Вирскому и Ф. Х. Зуннунову, упрощена).
 1 — выходы на поверхность домезозойских образований; 2 — мезо-

кайнозойские отложения обрамления; 3 — южный борт; 4 — центральный грабен; 5 — северный борт; 6 — границы «барьерных гряд»; 7 — границы антиклинальных зон и поднятий; 8 — оси прогибов; 9 — разрывы, выраженные на поверхности домезозойского фунда-

мента и в чехле; 10 — флексуры; 11 — антиклинальные складки, выраженные в палеогеновых (а) и мезозойских (б) отложениях; 12 — оси антиклиналей, выраженных только в кайнозойских молассах

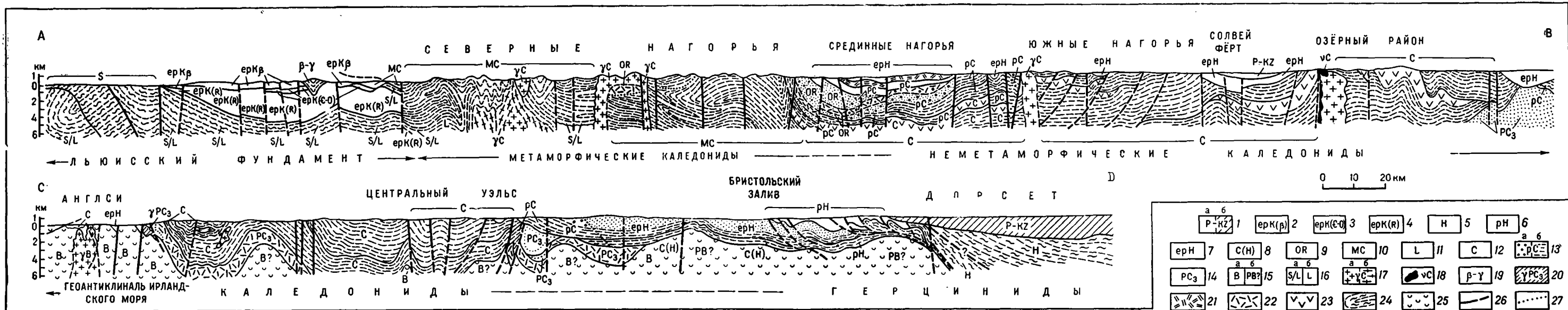


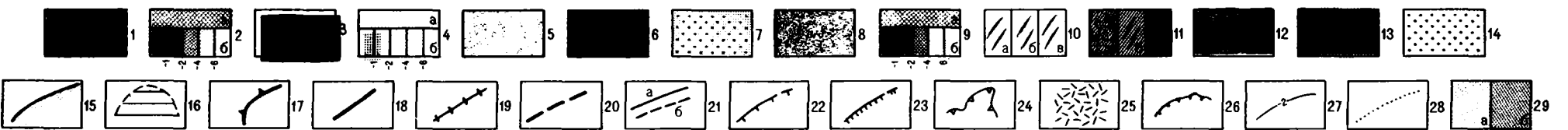
РИС. 19. Геологические прсфили через Британские острова (по Ф. В. Даннингу).

1 — пермо-кайнозойский чехол на докембрийском (а), каледонском или герцинском (б) фундаменте; 2—4 — чехол на докембрийском фундаменте: 2 — мезозойские и третичные базальты, 3 — кембро-ордовик, 4 — торридон; 5 — герцинский складчатый комплекс; 6 — складчатые палеозойские отложения в шельфовой фации в краевой зоне герцинской геосинклинали; 7 — пермо-мезозойско-третичный чехол Южной Англии, смятый альпийскими движениями; 8 — каледонские

ядра в области герцинской складчатости; 9 — нижний и средний Олд Ред, смятый позднекаледонскими движениями; 10 — Мойн и Дальред; 11 — Льюизий, вовлеченный в каледонскую складчатость и метаморфизм; 12 — геосинклиналиный каледонский складчатый комплекс; 13 — шельфовый каледонский складчатый комплекс: а — нижний древний красный песчанник, б — силур; 14 — поздний докембрий эпиконтинентального типа; 15 — верхнепротерозойский складчатый комплекс о-ва Англии (а), гнейсы Молверн и их аналоги (б); 16 — скурский комплекс; а — переработанный в лаксфордскую эпоху, б — непереработанный; 17 — каледонские гранитоиды: а —

несогласные интрузии гранитов и диоритов, б — мигматитовые гранито-гнейсы и связанные с ними граниты; 18 — поздние и посторогенные каледонские основные интрузии; 19 — третичные ультраосновные и кислые интрузии; 20 — докембрийски гранитоиды; 21 — наземные вулканические породы, в основном базальты платформенного типа; 22 — наземные вулканические породы, в основном андезиты и базальты субсеквентного типа; 23 — геосинклиналиные вулканические породы, преимущественно спилиты и кератофиры; 24 — кристаллические сланцы; 25 — байкальский (В) и добайкальский (РВ) фундамент; 26 — разломы; 27 — условные границы

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЕВРОПЫ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ



1-выступы докембрийского складчатого фундамента: а-архейский комплекс (древнее 2 500-2 700 млн.лет), частично гранитизированный и переработанный в карельскую эпоху, б-ранне-средне-протерозойские складчатые комплексы; 2-плиты древних платформ: а-чехлы нерасчлененные по глубине залегания поверхности фундамента, б-глубины залегания поверхности фундамента в км (-1,-2,-4,-6); 3-области байнальской складчатости; 4-плиты платформ с дальсландским, байнальским и частично более древним или более молодым фундаментом: а-чехлы нерасчлененные по глубине залегания поверхности фундамента, б-глубины залегания поверхности фундамента в км (-1,-2,-4,-6); 5-области наледонской складчатости; 6-области герцинской складчатости; 7-герцинские краевые прогибы; 8-области позднегерцинской-раннекеммерийской складчатости; 9-плиты молодых платформ: а-чехлы нерасчлененные по глубине залегания поверхности фундамента, б-глубины залегания поверхности фундамента в км (-1,-2,-4,-6); 10-чехлы деформированные в герцинскую (а), в позднегерцинскую-раннекеммерийскую (б) и в альпийскую (в) эпохи; 11-деформированные комплексы внутриплатформенных прогибов: а-Свентошских гор, б-Большого Донбасса, в-Антиатласа; 12-области альпийской складчатости; 13-древние ядра и массивы в пределах альпийской складчатой области; 14-альпийские межгорные впадины и передовые прогибы; 15-тектонический уступ в пределах континентальной ступени; 16-области с корой океанического и субокеанического типа; 17-контуры Срединноатлантического хребта; 18-осевые рифты; 19-ось Срединноатлантического хребта; 20-трансформные разломы; 21-важнейшие разрывные нарушения: а-выходящие на поверхность, б-погребенные и предполагаемые; 22-сбросы; 23-важнейшие надвиги и шарьяжи; 24-тектонические впадины; 25-субсеквентные вулканиты; 26-границы областей соляной тектоники; 27-изогипсы поверхности фундамента (в км); 28-условные границы; 29-ледниковый покров (а) и область наибольшего прогибания ледникового ложа (б)

Масштаб 1:22 500 000

В следующем — третьем выпуске книги В. Е. Хаина «РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА» будет освещено строение Южной и Восточной Азии и Австралии. В него должны войти характеристика и анализ структуры и развития Сибирской, Индостанской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской и Австралийской древних платформ, палеозойских складчатых сооружений Гиндукуша—Памира—Куньлуня, Восточной Австралии и Верхоянско-Чукотской мезозойской складчатой области. Последний, четвертый выпуск труда «РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА» будет содержать обзор альпийского Средиземноморского пояса, современного Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса, а также анализ структуры и историю океанов и общих закономерностей развития платформ и геосинклинально-орогенных поясов.