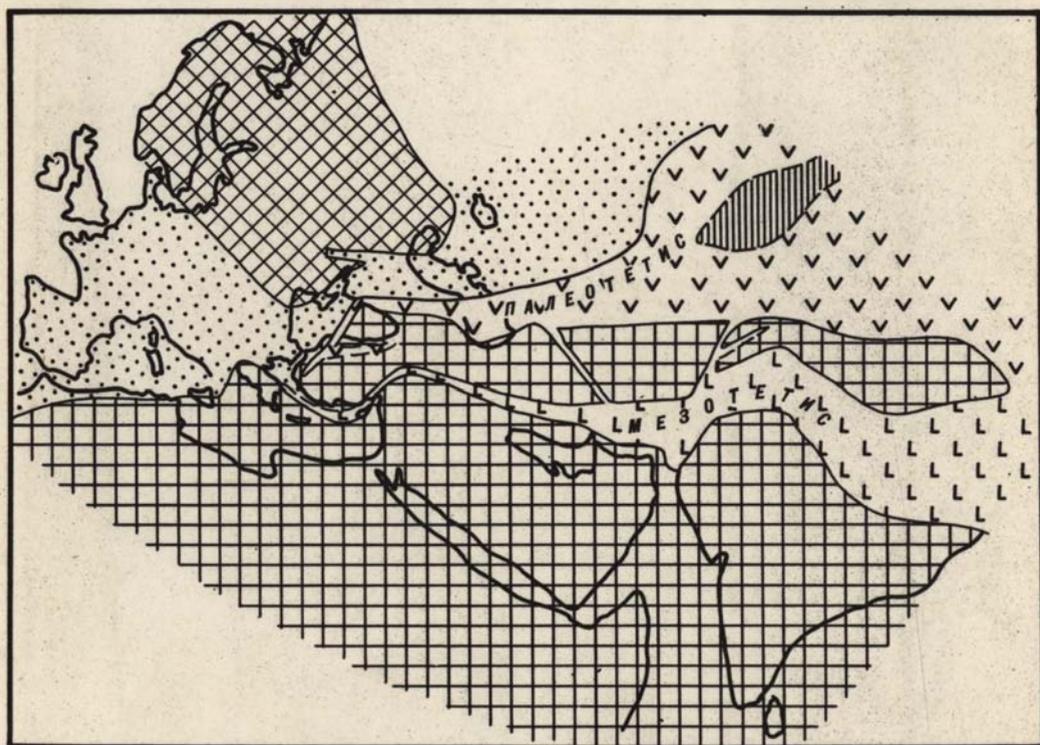


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А.А. БЕЛОВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ
АЛЬПИЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
В ПАЛЕОЗОЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. А. БЕЛОВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ
АЛЬПИЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
В ПАЛЕОЗОЕ

Труды, вып. 347



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1981

Academy of Sciences of the USSR
 Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
 А.А. Белов
**TECTONIC DEVELOPMENT OF THE ALPINE FOLDED
 AREA IN PALEOZOIC**

Transactions, vol. 347

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 212 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 347).

В монографии рассмотрено тектоническое развитие геосинклинали-океанической структуры Палеотетис, располагавшейся на месте современной Альпийской складчатой зоны в палеозое. В пределах Палеотетиса выделены активные и пассивные континентальные окраины, островные дуги, краевые моря, микроконтиненты и бассейны с океанической корой. Дано последовательное описание палеозойских комплексов пород, произведена их типизация в соответствии с принадлежностью к той или иной палеотектонической зоне. Показано, что в Средиземноморском поясе, существующем с докембрия, широко проявилась байкальская складчатость. В результате значительная южная часть пояса превратилась в платформу, нарастив к северу Гондванский материк; в палеозое она представляла собой обширный шельф Палеотетиса. Основной эпохой складчатости, способствовавшей замыканию Палеотетиса, была герцинская. Выявлено региональное распространение среди палеозойских структур Альпийской области герцинских шарьяжей. Подчеркнуто значение раннекембрийской складчатости и установлено, что Мезотетис имел отчетливо наложенное, кососекущее положение по отношению к главным доальпийским структурам.

Ил. 74, библиогр.: с. 195–210 (553 назв.).

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

М.В. Муратов

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief)
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

M. V. Muratov

ВВЕДЕНИЕ

Строение и история развития Средиземноморского пояса всегда занимали важное место при рассмотрении вопросов теоретической тектоники. Многие наши основные тектонические понятия и концепции были разработаны на его примере.

Большую часть пояса занимает Альпийская складчатая область, закончившая свое геосинклинальное развитие в кайнозое или продолжающая развиваться на западном и восточном его окончаниях. Ее палеозойская история до последнего времени была плохо изучена из-за ограниченности выходов доальпийских комплексов на поверхность и неоднократного их метаморфического и тектонического преобразования. Это не позволяло представить с достаточной ясностью домезозойскую историю развития всего Средиземноморского пояса, включая территории, не входящие в состав самой молодой его области.

В шестидесятые годы, когда автор приступил к своей работе, представлялось, что на большей части Альпийской области под мезозойско-кайнозойскими структурами распространены герциниды. Н.С. Шатский [1960] считал Альпийскую область остаточной, развивающейся на пространстве внутри герцинской области. Г. Штилле [1964а] рассматривал ортогеосинклинальное пространство европейских альпид как регенерационный прогиб, заложившийся на вариссийском складчатом основании. Тех же взглядов придерживались М.В. Муратов и многие европейские геологи [Штауб, 1938], что нашло отражение на Международной тектонической карте Европы [1962].

Была неясна или вызывала споры (Е. Зноско, Г. Штилле, Г.Д. Аджирей) роль каледонских движений и складчатых систем каледонского возраста в пределах Средиземноморского пояса. Тогда же обсуждались проблемы существования в альпидах геосинклиналей сквозного развития от палеозоя до палеогена (А.А. Богданов, В.И. Славин, Б.М. Чирич, Д. Яранов), заложения некоторых геосинклиналей Альпийского пояса на платформенном основании (В.М. Сеницын, С.С. Кузнецов, Р. Хукриде и др., Й. Штеклин), более молодого, чем докембрий, палеозойского и даже мезозойского возраста некоторых метаморфических комплексов внутри альпид (А.Л. Яншин, Л.В. Фирсов, И. Кетин, французские и немецкие исследователи Анатолии).

К настоящему времени многие из перечисленных проблем оказались решенными. Вместе с тем в статьях и монографиях, посвященных Средиземноморскому поясу, до сих пор выражаются самые различные, часто диаметрально противоположные взгляды по его тектонической истории. В связи с этим перед автором стояли две основные задачи: свести воедино многочисленные разрозненные данные о палеозое отдельных регионов и на их основе дать синтез палеозойской истории Средиземноморского пояса.

В результате проведенных исследований автор пришел к заключению, что на месте Альпийской области в палеозое существовал океан Палеотетис и что палеозойские отложения представляют собой либо остатки ложа этого океана, либо комплексы порбд, формировавшиеся по его обрамлению в пределах островных дуг, окраинных морей, активных и пассивных континентальных окраин. В число вопросов, которых так или иначе пришлось коснуться, входят заложение и развитие рифтогенных, геосинклинальных и океанических структур, формирование областей завершенной складчатости и платформ, деструкция континентальных структур, цикличность тектонических процессов в пределах Средиземноморского пояса, унаследованность и новообразование структур разного возраста.

При написании и редактировании работы автор столкнулся со значительными терминологическими трудностями, заключающимися в многозначности и неопределенности такого основополагающего термина, как геосинклиналь. Это объясняется отсутствием ясности в вопросе, каким современным структурам соответствовали геосинклинали прошлого и как соотносились между собой геосинклинали, рифтовые и океанические структуры прошлых геологических эпох. К сожалению, материал, составляющий основу данной работы, не позволяет ликвидировать существующие терминологические неурядицы: необходимы специальные исследования, охватывающие больший геохронологический диапазон и сравнительный материал по другим складчатым поясам. Для избежания возможного непонимания, связанного с применяемой терминологией, необходимо дать некоторые пояснения.

Широко принято [Шатский, 1946; Муратов, 1969] геосинклинальный складчатый пояс, расположенный между древними платформами, разделять на геосинклинальные складчатые области, заканчивающие свое развитие в конце определенного (каледонского, герцинского или альпийского) этапа развития, а их, в свою очередь, на системы, зоны и массивы, палеоаналогами которых являлись океанические бассейны, краевые моря, островные дуги, микроконтиненты, образовывавшие в совокупности геосинклинально-океаническую область. При этом не всегда можно точно определить, какой именно из этих палеоструктур соответствует та или иная современная зона, тот или иной комплекс горных пород. Поэтому в работе сохранено понятие "геосинклиналь", употребляемое в широком смысле для обозначения всей переходной области от континента к океану или какой-либо ее части, например системы островная дуга – окраинное море – континентальный склон и т.д. Соответственно геосинклинальное осадконакопление, геосинклинальный комплекс, геосинклинальное развитие, геосинклинальные условия и прогибы, месторождения геосинклинального типа обозначают явления, процессы, структуры и геологические тела, происходившие, имевшие место, образовавшиеся в области перехода от континента к океану.

Можно считать хорошо обоснованным, что офиолиты¹ представляют собой коры океанического типа, а их присутствие в складчатых областях континентов свидетельствует о былом существовании бассейнов с океанической корой. Однако соответствие этих бассейнов современным океанам остается пока под вопросом. Дело в том, что офиолитовые ассоциации, как показали последние исследования [Пейве и др., 1977] (Л.П. Зоненшайн, М.Н. Кузьмин, М.С. Марков, Г.Е. Некрасов и др.), различаются между собой. Эти различия обусловлены их образованием в первичных океанах или рифтовых зонах континентов или окраинных морей. В ископаемом состоянии после метаморфизма и нарушения первоначальной структуры не всегда можно установить, с каким из типов офиолитовых ассоциаций мы имеем дело, а в Средиземноморском поясе вообще не было попытки типизировать докембрийские офиолитовые ассоциации. Заметное отличие последних – большая мощность верхней вулканогенно-осадочной части, не похожей на первый слой современных океанов. Такое положение может быть связано либо с трудностью обособления формаций открытых океанов в основании вулканогенно-осадочной части офиолитовых ассоциаций, либо с полной субдукцией настоящей океанической коры, либо с существенными отличиями докембрийских океанических бассейнов от современных.

Автору представляется наиболее правдоподобным последнее предположение. Палеоокеаны, сохраняя основной признак океанического бассейна – океанический тип коры, могли быть более узкими, более расчлененными микроконтинентами на отдельные части, в связи с чем в них накапливался большой объем осадочного материала. Точно указать степень соответствия Палеотетиса современным океанам трудно. Следует иметь в виду возможность их значительного структурно-морфологического различия. Однако главный признак океанического бассейна – безграничный на значительном протяжении тип коры – сохранялся, а прослеживающиеся по обе стороны от сутуры Палеотетиса комплексы, характеризующие сложно устроенные активные и пассивные окраины, подтверждают значительность этой океанической структуры прошлого.

¹ Под офиолитами понимается тройственная ассоциация пород с обязательным, кроме габбро и гипербазитов, эффузивно-осадочным членом.

Итак, под Палеотетисом понимается океаническая структура вместе с ее активными окраинами западнотихоокеанского типа. Окраины андского типа, которым свойственно приподнятое положение, краевые вулканические пояса, накопление моласс, формировались на континентальном основании и относятся к орогенным областям. Пассивные окраины — области распространения шельфовых морей — рассматриваются также как платформенные структуры (миогеосинклиналильные зоны). Переходный тип строения земной коры — повсеместное распространение гранитно-метаморфического слоя, его прерывание участками океанической коры и присутствие переходных по сейсмической характеристике и вещественному составу слоев между базальтовым и гранитно-метаморфическим.

Под каледонидами, герцинидами, альпидами и т.д. понимаются складчатые области, возникшие в результате сложной эволюции океанических структур и их обрамления. Как правило, поверх складчато-метаморфического фундамента в этих областях залегают молассовые образования. Океаническая, переходная и континентальная — стадии преобразования океанической земной коры в континентальную [Пейве и др., 1976]. В работе используется термин "глубинный взрез", предложенный В.В. Белосусовым, для определения той разновидности наклонных глубинных разломов, при движении по которым земная кора как бы взрезается на всю мощность и на поверхность выводятся ее нижние горизонты и даже верхи мантии (зона Ивреа, массив Бени-Бушера и др.).

В связи с выяснившимся единством палеозойского развития большей части Средиземноморского пояса и отсутствием каледонских областей завершённой складчатости понятие Палеотетис употребляется для всего палеозоя, Прототетис — для докембрия и Мезотетис — для мезозоя. Каледонские складчатые системы относятся преимущественно к Атлантическому поясу (соответствующему древнему океану Япетус), и по отношению к ним понятие Палеотетис, по Г. Штилле, не применяется.

При сопоставлении формационных комплексов разных зон для выяснения латеральных связей между ними и определения возможных вариантов палеотектонических и палеогеографических реконструкций требовалось снять эффект альпийских покровных деформаций и восстановить в общих чертах доальпийскую структуру. Методика палеотектонических реконструкций рассмотрена С.В. Ружанцевым и автором в специальной работе [1973]. Наиболее сложные случаи представляют собой Альпы, Карпаты, Северный Памир, где в одних и тех же горных сооружениях совмещены альпийские и герцинские шарьяжи.

Некоторая нелогичность имеется в названии самой работы. Дело в том, что в палеозое не существовало никакой альпийской складчатой области. Она возникла лишь в конце кайнозойской эры, в неогене. Эта нелогичность усугубляется еще и заключением, которое было получено в результате проведенных исследований, о том, что собственно альпийские структуры начали развиваться в основном в послепалеозойское время. В палеозое же все рассматриваемые события и явления происходили внутри более обширного пространства Средиземноморского межконтинентального пояса. Автор, однако, решил оставить то название, которое стоит в заголовке книги, потому что оно отвечает фактическому содержанию работы, посвященной описанию палеозойских комплексов горных пород, находящихся сейчас внутри альпийской области, и не касающейся внеальпийского палеозоя Средиземноморского пояса, за исключением фундамента Мизийской, Скифской и Южно-Туранской плит.

Исследования выполнялись с 1962 г. в лаборатории Региональной тектоники и затем в кабинете Тектоники Средиземноморского пояса Геологического института АН СССР. Полевые работы проводились на Большом Кавказе, в Закавказье, на Памире. Большую пользу также принесло участие в геологических экскурсиях в складчатых зонах Апеннин, Альп, Карпат, Балкан, в Странже и Добрудже, в пределах Родопского массива и Паннонской впадины. Собранные за это время данные, а также обширные литературные источники легли в основу монографии.

При изучении разноречивого литературного материала много усилий потребовалось для того, чтобы отделить точно установленные факты от неточных и ошибочных утверждений, доказанное от предположительного. По многочисленным вопросам, вызывавшим сомнение, автор консультировался с геологами Болгарии, Югославии, Австрии, Швейцарии, Чехословакии, Румынии, Италии, Западного Средиземно-

морья, Венгрии, Турции, Ирана, с советскими специалистами, работающими в Афганистане и на Памире. Многие проблемы тектоники Средиземноморского пояса обсуждались с А.В. Пейве, В.Е. Хаиным, Н.А. Штрейсом, А.Л. Яншиным, Ш.А. Адамия, И.В. Архиповым, Н.А. Богдановым, В.С. Буртманом, Д.С. Кизевальтером, А.Л. Книппером, А.И. Летавиным, Г.И. Макарычевым, А.А. Моссаковским, А.С. Перфильевым, С.Г. Рудаковым, С.В. Руженцевым, С.Д. Соколовым, М.Л. Соминим, Е.Д. Сулиди-Кондратьевым, В.А. Швольманом, А.Е. Шлезингером и многими другими исследователями.

Большую помощь определением окаменелостей и консультациями по стратиграфии и палеобиогеографии оказали автору сотрудники стратиграфического сектора ГИН АН СССР Е.А. Рейтлингер, М.Н. Соловьева, Х.С. Розман, М.Н. Чугаева, С.В. Мейен, И.А. Добрускина и М.В. Дуранте, а также палеонтологи из других организаций – Т.А. Добролюбова, Н.В. Кабакович, Т.Г. Сарычева, Э.Я. Левен, С.Е. Розовская, Е.О. Новик, В.Е. Руженцев, А.Ю. Розанов.

Всем названным товарищам, а также В.Е. Хаину, А.Е. Михайлову, Л.П. Зоненшайну, И.П. Гамкрелидзе и Ю.С. Перфильеву, ознакомившимся с рукописью работы и сделавшим ряд существенных замечаний, автор выражает искреннюю благодарность. Особенно глубоко автор признателен члену-корреспонденту АН СССР М.В. Муратову за ценные советы, постоянную поддержку и создание благоприятной творческой рабочей обстановки в руководимом им кабинете Тектоники Средиземноморского пояса.

Необходимо также отметить, что написанию этой работы в значительной мере способствовали участие автора с 1975 г. в работе по проекту № 5 МПГК "Корреляция доварисских и варисских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе", совместные полевые маршруты и общение с известными специалистами по геологии Альпийской области: Х. Флюгелем, Ф.П. Сасси, Хр. Спасовым, Ж.Б. Ваи, П. Грецулой, Ст. Карамата и многими другими.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ОКЕАНЕ ТЕТИС И ПАЛЕЗОЙСКОМ РАЗВИТИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Понятие об огромном "срединном" море Тетис ввел в геологическую литературу М. Неймайер, затем оно было развито Э. Зюссом, который и предложил это название. Э. Зюсс еще в 1901 г. связал исчезновение Тетиса с объединением древней Ангариды с Индийским фрагментом Гондваны. В качестве океана представлял мезозойско-кайнозойскую геосинклиналь Альпийской области Э. Ог. Широко пользовался понятиями Пратетис, Палеотетис, Мезотетис и Неотетис Г. Штилле. Таким образом, на месте современного Средиземноморского пояса, по представлениям корифеев геологии, существовал прежде океан или длительно развивающийся "Срединный мобильный пояс"¹. После работ Э. Аргана [1935] утвердилась мобилистическая концепция развития Средиземноморского пояса, который он рассматривал как мезозойско-кайнозойскую мегаструктуру ("раздавленный Тетис"), образовавшуюся при северном дрейфе Индии и Африки и их коллизии с Евразией. В палеозое "центр того, что именуется Тетисом", по Э. Аргану, также больше походил на океан, чем на рукав моря.

Установление коренных различий в строении континентов и дна океанов [Белосов, 1966, 1968] привело к необходимости уточнения наших знаний об истории развития океанических структур земной коры на месте Средиземноморского пояса. Тем более, что такие понятия, как Тетис, Палеотетис, получили новое звучание с появлением гипотезы новой глобальной тектоники.

М.В. Муратов [1975 и др.] указывал, что Средиземноморский пояс заложился в рифее на пространстве с океаническим типом строения коры, разделявшем древние платформы — Восточно-Европейскую и Африканскую. В результате байкальского тектогенеза сформировалось складчатое гранитно-метаморфическое основание пояса. Дальнейшую историю М.В. Муратов рассматривал с позиций троговой концепции, основанной на постоянстве сети глубинных разломов, и подчеркивал унаследованность герцинских и альпийских структур. Мобилистскую модель унаследованного развития Средиземноморского пояса предложили в 1976 г. Ш.А. Адамия и И.Д. Шавишвили [1979]. В их интерпретации океанический бассейн Мезотетиса наследует пространственное положение Палеотетиса и развитие сводится к спредингу океанического дна и аккреции континентальных окраин.

Активными сторонниками троговой концепции, платформенного развития Средиземноморского пояса в раннем палеозое, существования сквозных герцинско-альпийских геосинклинальных прогибов выступают И.А. Резанов и В.И. Шевченко. Анализ и обсуждение всего, что они опубликовали за последнее время, заняли бы слишком много места; коротко отметим, что с большинством выводов названных авторов трудно согласиться. Главные упреки, которые можно сделать в их адрес, заключаются в произвольном обращении с фактическим материалом и в недоказанности исходного положения о почти полном соответствии выделяемых геофизическими методами слоев земной коры историко-тектоническим комплексам, а границ этих слоев — историко-тектоническим границам. Ж.Б. Вай [Vai, 1979] исходя из геологических соображений также, рассматривает западный отрезок Средиземноморского пояса в досреднедевонское время как часть крупной платформы, залитой эпиконтинентальными морями.

¹ Надо уточнить, что Г. Штилле [1968] в геотектоническом значении рассматривал Тетис не как океан, а как "материнскую геосинклиналь" будущего складчатого пояса, секущего в равной мере и материка, и Атлантический океан.

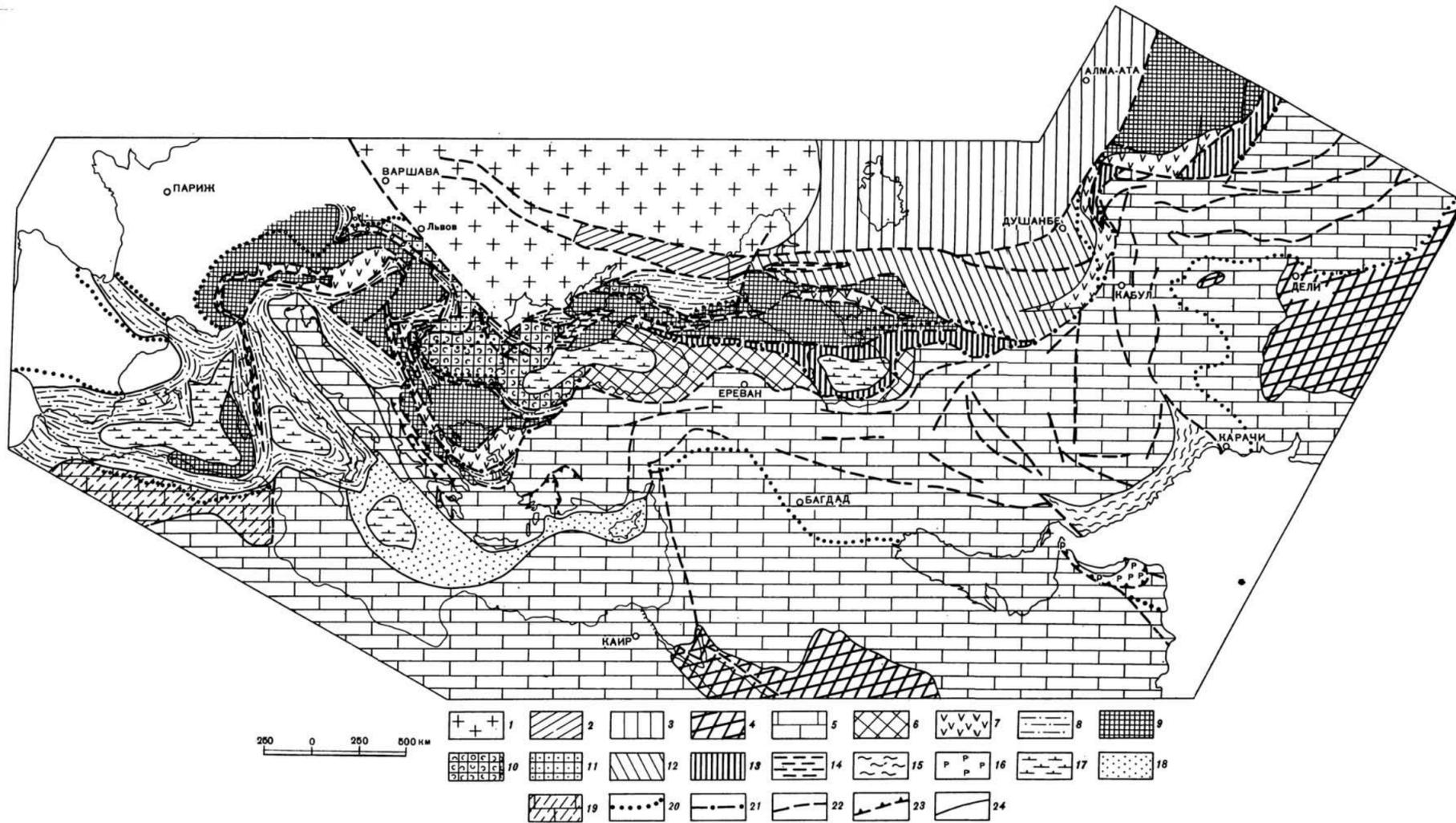


Рис. 2. Схема расположения доальпийских тектонических элементов Средиземноморского пояса

1 - Восточно-Европейская платформа; 2 - Донецкий аэлакоген; 3 - Урало-Монгольский пояс; 4-6 - Гондванская платформа (включая фрагменты внутри Альпийской области); 4 - щиты, 5 - относительно опущенная (подвижная шельфовая или многоинклиналная) область, 6 - Закавказское краевое поднятие; 7-12 - структуры Палеотетиса и их фрагменты: 7 - зоны с нижне- и среднепалеозойскими офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород, 8 - области распространения нижне-среднепалеозойских отложений типа краевых морей и континентального склона, 9 - микроконтиненты и краевые части евразийских континентов, сложенные в основном докембрийскими комплексами и выступающие в аллохтонных блоках и геосинклинальных поднятиях, 10 - то же, под чехлом палеозойских отложений, 11 - то же, под чехлом позднего

докембрия - венда, 12 - структуры Палеотетиса нерасчлененные; 13 - зоны раннекембрийской складчатости, возникшие из позднепалеозойско-триасового Тетиса; 14 - внешние позднепалеозойские складчатые зоны; 15 - зоны с вероятным залеганием мезозойских складчатых комплексов на симитическом основании; 16 - верхнепермские глубоководные отложения, залегающие в Омане на меланократовом основании в составе альпийской офиолитовой ассоциации; 17 - области отсутствия геофизического гранитно-метаморфического слоя во внутренних морях; 18 - область с маломощной консолидированной корой (реликт Мезотетиса); 19 - область, подвергшаяся герцинской складчатости в Северной Африке; 20 - граница Альпийской складчатой области; 21 - северная граница фрагментов Гондванского континента; 22 - разломы; 23 - границы зон и областей

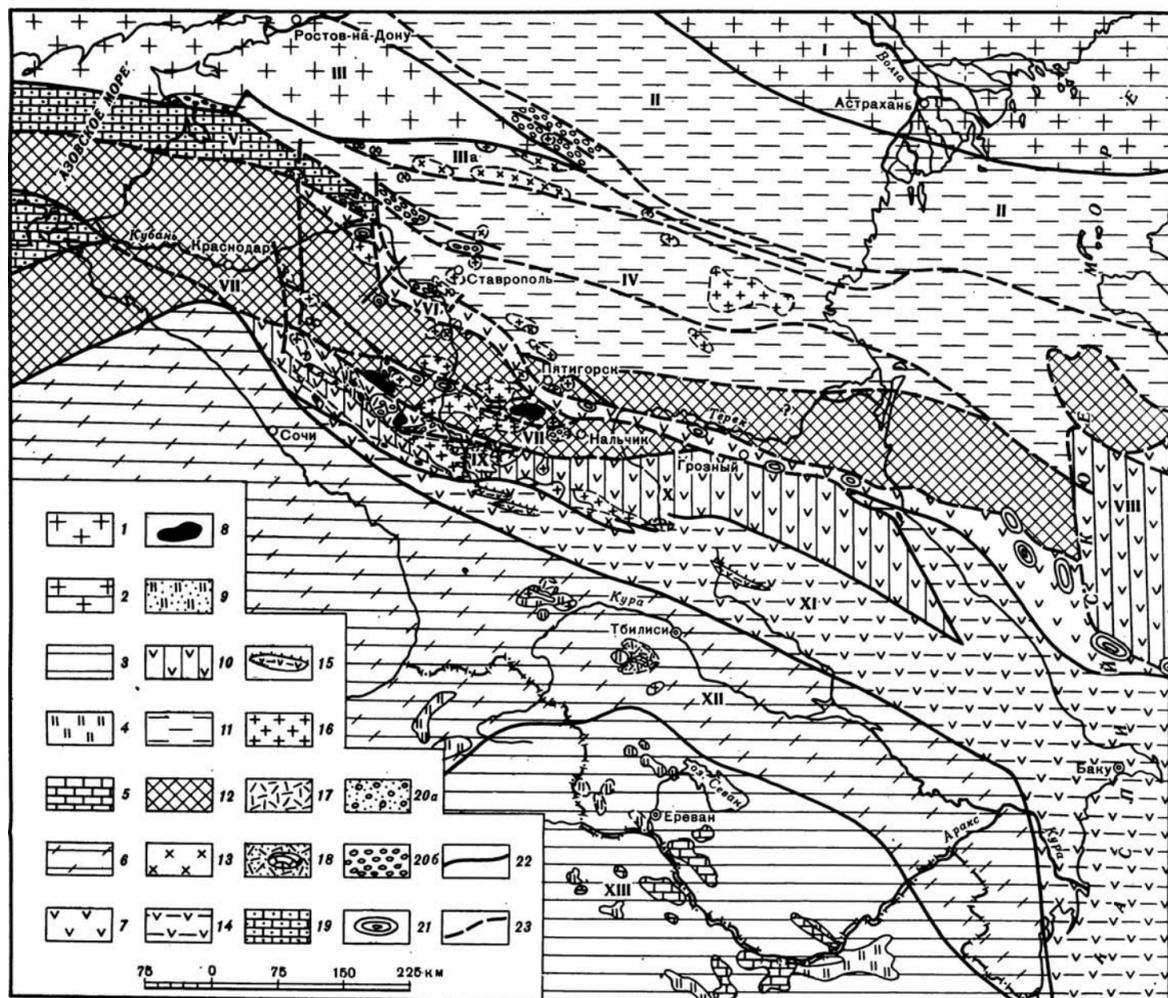


Рис. 3. Схема расположения доальпийских тектонических элементов в современной структуре Кавказа. Составил А.А. Белов при участии А.И. Левина

1 - древняя (эпикаральская) платформа: 1 - архейские и раннепротерозойские складчато-метаморфические комплексы, 2 - допалеозойский фундамент Прикаспийской впадины; 3-6 - эпикавказская платформа: 3 - байкальские складчатые метаморфические комплексы, преимущественно перекрытые палеозойским чехлом, 4 - выходы на поверхность байкальского фундамента, 5 - выходы на поверхность палеозойского чехла, 6 - позднебайкальские (и, возможно, более древние) складчатые метаморфические комплексы, частично переработанные процессами магматизма и метаморфизма в герцинское время; 7-15 - герцинская складчатая область: 7 - эвгеосинклинальные зоны, 8 - гипербазиты, выходящие на поверхность и вскрытые скважинами, 9 - выступы на поверхность допалеозойских (байкальских) комплексов, 10 - зоны раннего (каледонского) становления гранитно-метаморфического слоя (палеозойские и допалеозойские комплексы, метаморфизованные от зеленосланцевой до гранулитовой Фейди), 11 - терригенно-сланцевые формации прогибов типа краевых морей, 12 - антиклинории, сложенные в основном байкальским комплексом пород, 13 - раннеорогенные гранитоиды (сплошной линией оконтурены по поверхностным обнажениям, пунктирной линией

намечены по данным бурения и геофизики), 14 - зона раннекембрийской складчатости, 15 - выходы на поверхность палеозойских и триасовых отложений; 16-20 - верхнепалеозойские орогенные образования: 16 - позднеорогенные гранитоиды (сплошной линией оконтурены по поверхностным отложениям, пунктирной линией намечены по данным бурения и геофизики), 17 - эффузивы преимущественно кислые и средние, субщелочные, 18 - кислые эффузивы, терригенные породы, органогенные известняки, 19 - карбонатные и терригенные формации Приазовского наложенного прогиба и краевой части раннекембрийской зоны, 20 - молассы (а - угленосные и красноцветные, б - красноцветные); 21 - интенсивные магнитные аномалии; 22 - границы главных тектонических областей; 23 - границы тектонических зон.

I - Прикаспийская впадина; II - Донбасско-Промысловский синклиниорий; III - Ростовский выступ Украинского щита; IIIa - Егорлыкско-Ипатовская зона; IV - Предкавказский синклиниорий; VI - Кропоткинско-Невинномысский грабен-синклиниорий, находящийся на простирании зоны магнитных максимумов, проходящей через г. Грозный; VII - Крымско-Предкавказский антиклинорий; VIII - Карабогазский массив; IX - грабен-синклиниорий Передового хребта; X - антиклинорий Главного хребта; XI - синклиниорий южного склона (Сванетский); XII - Закавказский массив; XIII - Иранская плита

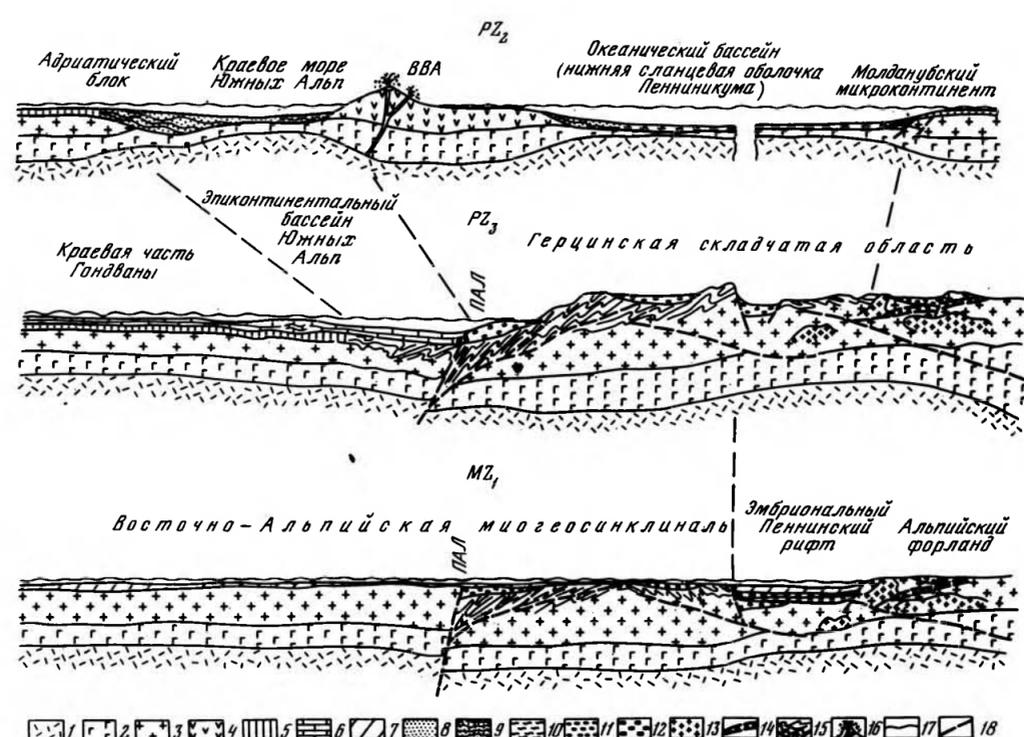


Рис. 4. Схема тектонического развития Восточных Альп в доюрское время

1 - верхняя мантия; 2 - "базальтовый" слой и слой 3 океанов; 3 - гранитно-метаморфический слой; 4 - островодужные комплексы; 5 - среднепалеозойские комплексы отложений шельфовых и эпиконтинентальных морей и осадков чехла микроконтинентов; 6 - верхнепалеозойские комплексы отложений эпиконтинентальных морей; 7 - нерасчлененные комплексы палеозойско-триасового чехла; 8 - отложения краевого моря; 9 - отложения континентального склона и склона островных дуг; 10 - слои 2 и 1 океанов; 11 - вулканогенные и осадочные комплексы орогенных впадин; 12 - пермские молассово-эвапоритовые отложения; 13 - граниты; 14 - офиолитовые комплексы, деформированные в тектонических покровах; 15 - условные знаки складок; 16 - вулканы; 17 - поверхность водного зеркала; 18 - разломы и поверхность шарьяжей; ВВА - комплексы Верхне-Восточно-Альпийских покровов; ПАЛ - Периадриатический линеймент

Много внимания Альпийской области уделил в своих трудах В.Е. Хаин. Ему мы обязаны прекрасными сводками по геологии Кавказа [Милановский, Хаин, 1963], западноевропейского, центрального и восточного сегментов Средиземноморского пояса [Хаин, 1968, 1969а, б, 1970]. В этих работах он рассматривал и проблемы доальпийского развития. В настоящее время, судя по материалам прошедшего в 1978 г. всесоюзного совещания, посвященного тектонике Средиземноморского пояса, представления В.Е. Хаина и автора монографии по этим проблемам очень близки. В.Е. Хаин [1977] считает более вероятным заложение байкальских структур Средиземноморского пояса в начале рифея на раздробленном фундаменте Евро-Африканского кратона и, следовательно, рассматривает все позднейшие неогейские океанические бассейны как вторичные, новообразованные.

Рассматривая соотношение палеозойского и мезозойского Тетиса, Х. Флюгель [Flügel, 1972] ясно показал, что представления о существовании в раннем палеозое океанического бассейна между Аравией, с одной стороны, и Анатолией и Ираном — с другой [Hsü, 1971; Takin, 1972] лишены оснований. Вместе с тем он допускал, что часть офиолитовых ассоциаций, распространенных в Тавре и вдоль Загросского шва, является палеозойской и предполагал существование Палеотетиса с девона на том самом месте, где с раннего палеозоя его предполагали К. Сю и М. Такин.

В настоящее время наиболее предпочтительной остается точка зрения Х. Флюгеля и Р. Вольфарта [Wolfart, 1967; Flügel, 1964], согласно которой Нубийский щит к северу и востоку перекрывается платформенным чехлом, соответствующим шельфовой области, в пределах которой выделяются стабильная и севернее мобильная части. Последняя граничила с геосинклинальной областью Евразии в Северной Анатолии и южнее Большого Кавказа (рис. 1). Аналогичных взглядов придерживается и автор [Белов, 1965, 1967 и др.].

Надо отметить, что еще ранее В.М. Сеницын [1955] рассматривал Гималаи и Тетис (к югу от Памиро-Куньлуня) как развивавшиеся в платформенном режиме и принадлежавшие в палеозое к Индостанской платформе.

А.В. Пейве [1967, а, б, 1969] одним из первых с новых позиций подошел к выяснению строения и истории развития океанической коры прошлых геологических эпох на территории Средиземноморского пояса. Он показал, что многие мезозойские прогибы Альпийской складчатой области развивались на коре океанического типа и сделал вывод о том, что на месте южной части области в раннем мезозое существовал крупный океанический бассейн, соответствующий прежним представлениям об океане Тетис. В известной работе [Dewey et al., 1973] авторы также рисуют ко времени позднего триаса на месте Средиземноморского пояса обширный океан. Против выводов этой работы о существовании в конце палеозоя широкого океана Тетис в Анатолийском пересечении выступал Р. Бринкман.

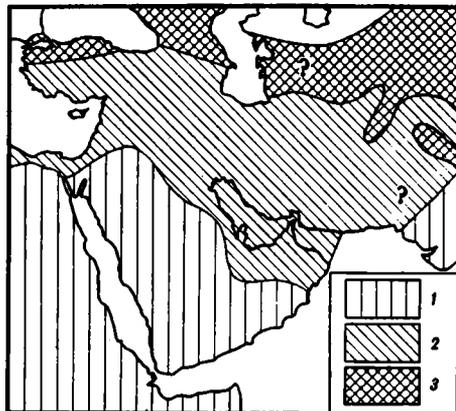
А.В. Пейве не анализировал палеозойскую историю Средиземноморья и вопрос о времени образования мезозойского океанического бассейна Тетиса оставлял открытым. Вместе с тем было доказано проявление в широких масштабах в Альпийской области крупных глубинных шарьяжей, в которых участвуют древние метаморфические комплексы "срединных" массивов. Указывалось также на вероятную коррелятивную зависимость между латеральными перемещениями блоков гранитно-метаморфического слоя и утонением и растяжением земной коры при формировании офиолитовых зон в тылу надвигающихся кристаллических глыб.

Эти положения были существенно развиты в работах А.Л. Книппера [1975 и др.], рассматривающего океан Мезотетис как новообразованную в начале мезозоя структуру. К аналогичному выводу пришел В.Г. Казьмин [1974 и др.], который также показал динамическое единство тектонических движений в рифтовых структурах Красного моря и Аденского залива и зонах сжатия в Альпийской области.

И. Аргириадис [Argyriadis, 1978] на основании различий в верхнепалеозойских разрезах подразделяет область от Альп до Кавказа на три зоны: 1) широкую краевую платформенную Арабо-Африканскую, преимущественно занимающуюся морем; 2) Перигерцинскую, следующую вдоль герцинских горных цепей Европы, также морскую, но со значительным влиянием северного континента и 3) разделяющее их промежуточное поднятие, характеризующееся частыми перерывами в осадконакоплении и редкими поздними по времени (конец перми—начало триаса) приносимами

Рис. 1. Структурное расчленение Передней Азии в палеозое [Wolfart, 1967]

1 — ядра поднятий и стабильный шельф, мощность палеозойских отложений менее 2 км; 2 — подвижный шельф, мощность палеозойских отложений до 2–4, иногда до 6 км; 3 — геосинклинали, местами проявлялась варисцильская складчатость, мощность палеозойских отложений 6–21 км



обломочного материала с северной области суши (см. рис. 51). Герцинское несогласие, четко выраженное в Перигерцинской зоне, к югу убывает.

Основная идея автора об ясно наложенном секущем характере новообразованных альпийских структур по отношению к предшествующим тектоническим элементам, безусловно, заслуживает поддержки. Что же касается вышеприведенного районирования, то оно нуждается в корректировке. Автор не учитывает в своих построениях остаточную от Палеотетиса зону Южного склона Большого Кавказа, которая разделяла в течение позднего палеозоя и триаса перигерцинские сооружения Северного Кавказа и перигондванские сооружения Закавказья. Продолжением этой зоны в западном направлении, вероятно, является морская борозда, по И. Аргириадису, сформировавшаяся на герцинском складчатом основании. Промежуточное поднятие, возможно, образует цепь структур, гомологичных Черноморско-Закавказскому краевому поднятию. Важно отметить, что И. Аргириадис подчеркивает отсутствие каких-либо пермских отложений окраинного или океанического типа и, следовательно, какого бы то ни было крупного океанического бассейна в это время в западной части Средиземноморского пояса.

Заклучения, сделанные А.Л. Книппером, В.Г. Казьминим, И. Аргириадисом, разделяются сейчас многими исследователями (В.Е. Хаин, И.П. Гамкрелидзе, А. и Ж. Термье и др.). Они также подтверждаются материалами данной работы.

Существенный вклад в понимание истории тектонического развития Средиземноморского пояса внесли Л.П. Зоненшайн, А.М. Городницкий, М.И. Кузьмин, В.М. Моралев, Е.Г. Мирлин (1976–1978 гг.). В вопросе о соотношении Палеотетиса и Мезотетиса они занимают промежуточную позицию. Судя по опубликованным палеотектоническим реконструкциям, Палеотетис в западной части, хотя и представляется в качестве отмирающего в конце палеозоя океана, имеет систему срединно-океанического хребта и наследуется северной ветвью Мезотетиса, активного в начале альпийского цикла. Южная ветвь Мезотетиса — новообразованная.

Важное значение для решения рассматриваемой проблемы имеют исследования А.А. Моссаковского [1975 и др.]. Он убедительно на разнообразном фактическом материале доказывает океаническую природу Палеотетиса, подчеркивает существование киммерийских эвгеосинклинальных систем и закономерное положение окраинно-континентального позднепалеозойского вулканического пояса, обрамлявшего с севера Палеотетис, который продолжил свое развитие в мезозое. Система аргументации А.А. Моссаковского убедительна и не встречает возражений для восточной части Средиземноморского пояса и для времени позднего палеозоя. В западной же его части окраинно-вулканический пояс становится внутриматериковым и занимает как Западную Европу, так и краевую часть Африки. Существование повсеместного перерыва и смена формационных рядов между поздним палеозоем и ранним мезозоем не позволяют в этой области предполагать унаследованность Мезотетиса от Палеотетиса. В восточной части анализировавшейся области, если только мы не упускаем что-либо из анализа в недостаточно изученном Афганистане, после раннекиммерийской складчатости Палеотетис также замкнулся. Против концепции об унаследованном Мезотетисе свидетельствует отсутствие непрерывных разрезов верхнего палеозоя, триаса и юры в океанических формациях. Ее сторонники объясняют иногда это положение недостаточной изученностью разрезов океанической коры, т.е. возможностью нахождения палеозоя в будущем среди

метаморфических зеленосланцевых толщ и амфиболитов меланократового фундамента и самых низов мезозойского океанического чехла. Одним из существенных положений обеих концепций — унаследованного и новообразованного Мезотетиса — является представление об аллохтонности блоков гондванского типа. Вторая из них предполагает меньшую степень перетасовки блоков и зон.

А.А. Моссаковский отметил, что в решении вопроса о природе Палеотетиса исследователи в основном придерживались двух точек зрения. Одни из них предполагали былое присутствие на всей территории пояса байкальского складчатого фундамента (континентального основания), на котором в дальнейшем в палеозое и мезозое образовывались узкие линейные трогги, другие — океаническую природу Палеотетиса. В настоящее время обе точки зрения сблизились. Дело в том, что до работ над Тектонической картой Северной Евразии многие думали, что если имеются складчатость и метаморфизм геосинклинальных отложений, то этого достаточно, чтобы считать, что образовалось основание материкового типа. О широком распространении байкалитид в фундаменте Средиземноморского пояса писали М.В. Муратов, В.Е. Хаин, М. Магел, С.Г. Рудаков, Ю.С. Перфильев, автор и др. Только в результате коллективной работы по составлению вышеуказанной карты исследователи Геологического института АН СССР во главе с А.В. Пейве и А.Л. Яншиным пришли к заключению о том, что для суждения об образовании континентальной коры необходим определенный набор признаков-показателей [Моссаковский, 1975, 1979]: широкое развитие калиевого гранитного магматизма, возникновение горного рельефа, молассовых формаций и вулканизма орогенного типа.

Как только этот новый подход был применен к анализу материала Средиземноморского пояса, сразу стало ясно, что в его южной части применительно к концу докембрия такие признаки-показатели имеются и, следовательно, можно думать, что там в результате байкальской складчатости сформировалась континентальная кора, а в северной части их нет или они проявились локально и неполно. Поэтому был сделан вывод о непрерывном геосинклинальном процессе в северной части Средиземноморского пояса в течение докембрия и палеозоя и, следовательно, об унаследованном развитии Палеотетиса и Прототетиса.

Между тем Палеотетис А.А. Моссаковский [1975] представляет следующим образом: "По своему внутреннему устройству Палеотетис, вероятно, напоминал обширную область современных островных дуг, океанических впадин и микроконтинентов, располагающуюся ныне между Азиатским и Австралийским материками, хотя и отличался от нее своей более линейной формой" (с. 287). По существу, А.А. Моссаковский признает, что Палеотетис был, скорее, сходен с зоной перехода от континента к океану, чем собственно с океаном. Эта точка зрения хотя и отличается принципиально от троговой концепции, но близка к ней в смысле палеогеографической трактовки Палеотетиса.

Даже краткий обзор показывает, что по проблеме Палеотетиса существует весьма разнообразный спектр взглядов. Это свидетельствует прежде всего о различном подходе к интерпретации исходных данных, но также и о неполном охвате их тектоническим анализом. Поэтому в следующих главах будет приведено максимально полное систематизированное описание палеозоя Альпийской области, которое, как надеется автор, позволит читателю объективно оценить полученные выводы.

К Международному геологическому конгрессу 1980 г. в Париже был издан сборник статей "Геология альпийских цепей, рожденных Тетисом". В нем известные исследователи Альпийской складчатой области суммировали свои выводы. Автору монографии было отраднее заметить, что по большинству принципиальных вопросов развития Средиземноморского пояса и взаимоотношения разновозрастных палеоокеанических бассейнов иностранными учеными были высказаны взгляды, близкие к нашим. В частности, французские исследователи [Bernoulli, Lemoine, 1980] Г. Бергуньян, К. Фуркен, Ж.-Р. Бассоле и Ж. Булин считают, что Мезотетис не является прямым наследником Палеотетиса, а возник в процессе континентального рифтогенеза южнее закрывавшегося Палеотетиса. В целом, по их мнению, так же как и по нашему, с середины палеозоя донныне происходят деструкция северной окраины Гондваны и аккреция на южном краю Евразии в процессе северного дрейфа континентов и микроконтинентов. И так же как вместо Палеотетиса появился Мезотетис, так и вместо Мезотетиса — Индийский океан. Подчеркивается значение поздне-триасовых-раннеюрских движений [Sengör, 1979 и др.].

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОАЛЬПИЙСКОГО ОСНОВАНИЯ. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА КОНЦА ПАЛЕОЗОЯ—НАЧАЛА МЕЗОЗОЯ

Общеизвестно, что Альпийская область образована массами горных пород, находящимися часто в аллохтонном залегании. Среди них выделяются мезозойско-кайнозойские океанические, островодужные, шельфовые комплексы, прежние микроконтиненты, вулканические пояса и т.д. В пределах большинства структурных зон распространены также домезозойские метаморфизованные и неметаморфизованные осадочные, вулканогенные и магматические комплексы. Типизация последних и анализ их современного расположения позволили выявить определенные закономерности в их взаимном размещении, несмотря на значительные альпийские дислокации.

Автором была составлена тектоническая карта доальпийского основания в масштабе 1 : 2500 000, уменьшенный вариант которой представлен на рис. 2 (см. вкл.). По существу, это карта расположения деформированных домезозойских палеотектонических элементов в современной структуре. Методической основой для палеотектонической типизации горных пород послужили принципы, разработанные при составлении Тектонической карты Северной Евразии [Пейве, Яншин и др., 1976]. Наиболее крупными подразделениями являются Восточно-Европейская платформа, Гондвана и Палеотетис. Внутри границ Альпийской области оказались два главных палеотектонических элемента: на юге краевая часть Гондванского континента, на севере структуры Палеотетиса.

В краевой части Гондванского континента выделены щиты и относительно опущенная плитная, или шельфовая, область. Эту область не следует воспринимать как нечто в настоящее время единое. Она представляет собой, скорее, мозаику отдельных блоков и пластин, разделенных альпийскими тектоническими линиями, часть из которых показана на карте. Это положение хорошо иллюстрируется выдвинутым к северу Адриатическим блоком, который попал на свое место в результате альпийских перемещений, а в палеозое находился южнее. В пределах шельфовой области можно наметить отдельные приподнятые и опущенные (прогибы и авлакогены) структуры второго порядка. Большая часть этой области имеет сейчас континентальную кору, в которой значительную роль играют блоки докембрийской коры и меньшую — образовавшиеся в результате альпийского развития. В некоторых зонах, например в Мурешской или в Мекране, складчатые мезозойско-кайнозойские образования, возможно, залегают прямо на меланократовом основании. В южной области нет палеозойских океанических или каких-либо эвгеосинклинальных комплексов. Исключением является район Омана, где известны верхнепермские рифовые и, вероятно, также океанические осадки, находящиеся в тектонических чешуях. Но эти образования относятся уже к альпийскому этапу развития, к ранним свидетельствам раскрытия Мезотетиса.

Среди структурных элементов Палеотетиса обозначены зоны, где имеются офиолитовые и островодужные вулканические ассоциации пород. Это зона Передового хребта Северного Кавказа, Западная Анатолия, Вардарская, Западно-Карпатско-Альпийская, возможно, заканчивающаяся в Сардинии. К востоку такие зоны предполагаются в фундаменте Туранской плиты в Туркмении и прослеживаются в Северном Афганистане и на Северном Памире. Эти зоны намечают океаническую структуру Палеотетиса. Выделяются области развития палеозойских отложений краевых морей и континентального склона. Это мощные терригенные иногда карбонатные или небольшой мощности кремнисто-глинистые, часто флишевые турбидитные образования.

Обозначены фрагменты микроконтинентов и краевых частей Европейского континента. Это обычно приподнятые участки, сложенные гранитно-гнейсовыми преимущественно докембрийскими комплексами. Часть из них прикрыта чехлом палеозойских отложений. Отдельные блоки, принадлежавшие в альпийское время к северному континенту (например, Эльбурс), отнесены к Гондване на основании анализа доальпийских комплексов. И, наоборот, относившиеся в мезозое—кайнозое к южному матерiku (например, Верхне-Восточно-Альпийская система покровов) показаны для

палеозоя как часть европейской области. Закавказский массив, природа которого недостаточно ясна, трактуется как краевое поднятие Гондваны.

Вдоль южного склона Большого Кавказа, к востоку через Каспийское море, по южному подножью Копетдага до границ с Афганистаном простирается зона раннекимммерийской складчатости. Ее продолжают Дарваз-Сарыкольская и Каракульская зоны Северного Памира. Эти зоны остались незамкнутыми при герцинском тектогенезе и испытали складчатость лишь в позднем триасе. Мангышлакский, Ейско-Березанский и другие прогибы развивались, вероятно, в динамическом единстве с ними, являясь внешними позднететическими многоэосинклинальными прогибами.

В пределах акваторий внутренних морей показаны впадины с отсутствием гранитного слоя. Они имеют разный возраст и происхождение. Южно-Каспийская, возможно, представляет собой реликт позднепалеозойского Тетиса, остальные более молодые.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ПАЛЕОТЕТИСА (стратиграфия, структура, история развития)

Палеозойские образования Палеотетиса распространены в северной части Средиземноморского пояса в фундаменте молодых платформ и среди альпийских структур в ядрах антиклинорий, в аллохтонных пластинах и блоках, в фундаменте и чехле древних массивов и т.д.

Поскольку в Альпийской области мы имеем дело преимущественно с фрагментами палеозойских структур, изложение материала целесообразно вести в соответствии с распространением альпийских структур или по географическому принципу. В главе будет рассмотрен палеозой Большого Кавказа, Скифской и юго-западной части Туранской плит, Северного Афганистана и Северного Памира, Альп, Карпат, Балканского полуострова, Мизийской платформы, Паннонской впадины, гор Апусени, Северо-Западной Анатолии и Странжи и Западного Средиземноморья.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

Современные представления о тектонике Большого Кавказа и его доюрского ядра получены благодаря исследованиям Ш.А. Адамия, Г.Д. Ажгирея, Г.И. Баранова, В.В. Белоусова, Л.А. Варданянца, П.Д. Гамкрелидзе, И.П. Гамкрелидзе, А.П. Герасимова, И.И. Грекова, Д.С. Кизевальтера, И.С. Красивской, С.М. Кропачева, И.В. Крутя, И.Г. Кузнецова, А.Л. Лунева, Е.Е. Милановского, М.В. Муратова, Ю.Я. Потапенко, В.Н. Робинсона, В.И. Славина, Е.А. Снежко, М.Л. Сомина, В.Е. Хаина, Л.Д. Чегодаева и др.

Структурный очерк

Большой Кавказ — один из немногих районов в Альпийской области, где мы можем изучать герцинскую структуру, почти не искаженную альпийскими деформациями. В его центральной части, за исключением зоны южного склона, мезозой, начинающийся с юры, и кайнозой залегают в виде моноклинального или полого смятого чехла.

В составе герцинского фундамента, обнажающегося в ядре мегантиклинория Большого Кавказа, выделяются Главнокавказский антиклинорий, синклинорий Передового хребта и Бечасынский антиклинорий, осложненный небольшим Хасаутским синклинорием и являющийся восточным окончанием Крымско-Предкавказского мегантиклинория (рис. 3, см. вкл.). Все эти структуры ограничиваются крупными разломами.

Как выяснилось в последнее время [Баранов и др., 1973; Хаин В., 1975; Баранов, Кропачев, 1976; Белов, Омельченко, 1976; Греков и др., 1974; Хаин Е., 1979], синклинорий Передового хребта — складчато-покровное сооружение (рис. 4, 5) и в целом синформа, состоящая из синформ и антиформ второго порядка. Ставится вопрос о покровном строении Главного хребта [Баранов, Кропачев, 1976], где, однако, уверенному выяснению тектонических соотношений мешают сильный метаморфизм и гранитизация. В пределах Бечасынского антиклинория давно известны небольшие шарьяжи альпийского возраста [Муратов, 1948].

м 1460 730 0 365м

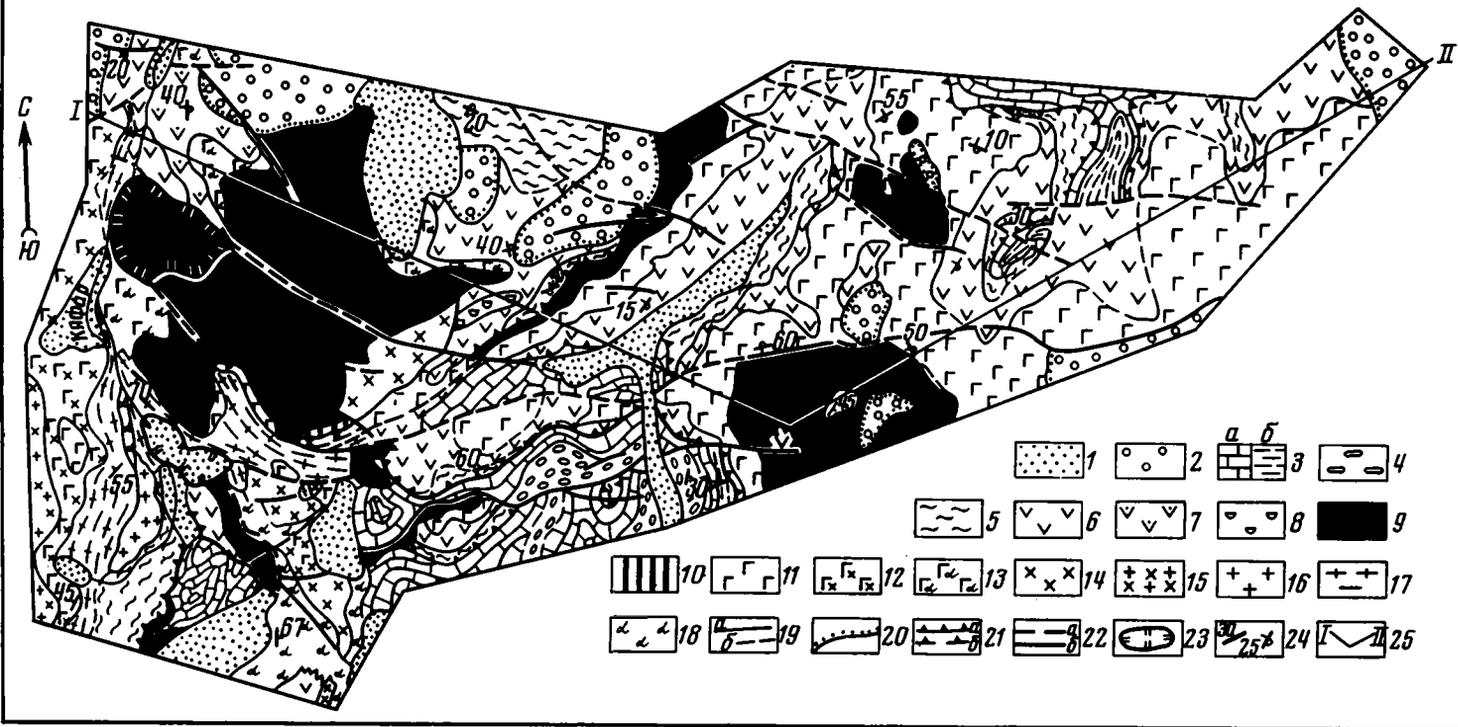


Рис. 4. Геологическая карта верховьев рек Кяфар, Кяфар-Агур и Малый Кяфар. Составил В.Л. Омельченко при участии А.А. Белова с использованием материалов Г.А. Михеева, Е.А. Снежко и В.Ф. Сидоренко

1 - четвертичные образования; 2 - среднекаменноугольные отложения; 3 - фамен-турнейские отложения (а - известняки, б - филлиты и зеленые сланцы); 4 - средне-верхнедевонские туфоконгломераты, картджортская свита; 5 - нижний палеозой, тебердинская свита - зеленые сланцы и филлиты с прослоями песчаников, известняков и кварцевых кератофигов; 6-8 - нижний палеозой (?), карабекская свита: 6 - базальтовые порфириды, спилиты, диабазы, 7 - базальтовые плагиоклазовые порфириды, 8 - подушечные эффузивы; 9-10 - докембрий?, гипербазиты; 9 - серпентинизированные, 10 - амфиболитизированные; 11-13 - докембрий-нижний палеозой?: 11 - габброиды, 12 - габбро-диориты, 13 - габбро-амфиболиты; 14-16 - средний палеозой: 14 - сиенито-диориты и монцониты, 15 - гранодиориты, 16 - гранитоиды; 17-18 - метаморфические породы, возникшие по вулканогенному субстрату карабекской свиты: 17 - микроплагиогнейсы, магматиты, кристаллические сланцы, 18 - амфиболиты по базальтовым порфиритам; 19 - стратиграфически согласные и интрузивные границы (а - достоверные, б - предполагаемые); 20 - стратиграфически несогласные границы; 21 - границы шарьяжей (а - достоверные, б - предполагаемые); 22 - прочие разрывные нарушения (а - достоверные, б - предполагаемые); 23 - границы крупных оползневых блоков; 24 - элементы залегания; 25 - линия геологического профиля (см. рис. 5)

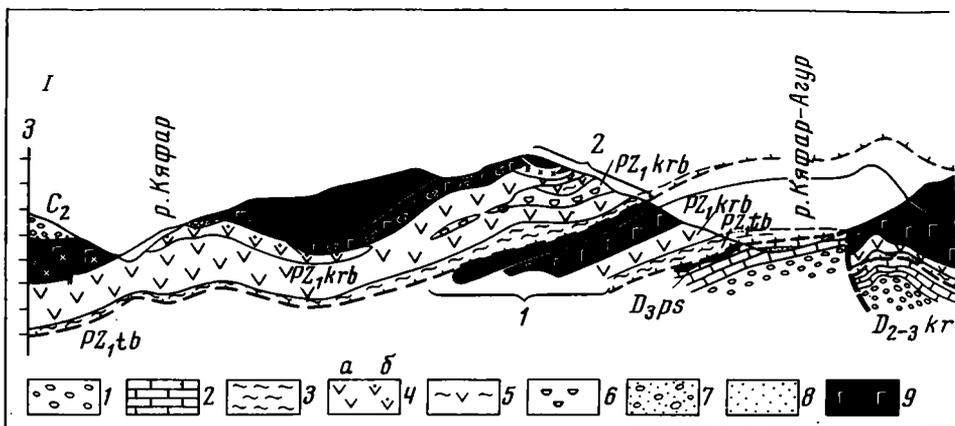


Рис. 5. Геологический профиль в верхьях р. Кыфар. Горизонтальный и вертикальный масштабы 1 : 1

1 — туфоконгломаты; 2 — известняки; 3 — зеленые сланцы; 4 — а — спилиты, базальтовые порфириты, диабазы, б — базальтовые плагиоклазовые порфириты; 5 — гранитизированные и амфиболитизированные сланцы по базальтоидам; 6 — спилиты с перевернутыми подушками отдельности; 7 — конгломаты и песчаники среднего карбона; 8 — четвертичные образования;

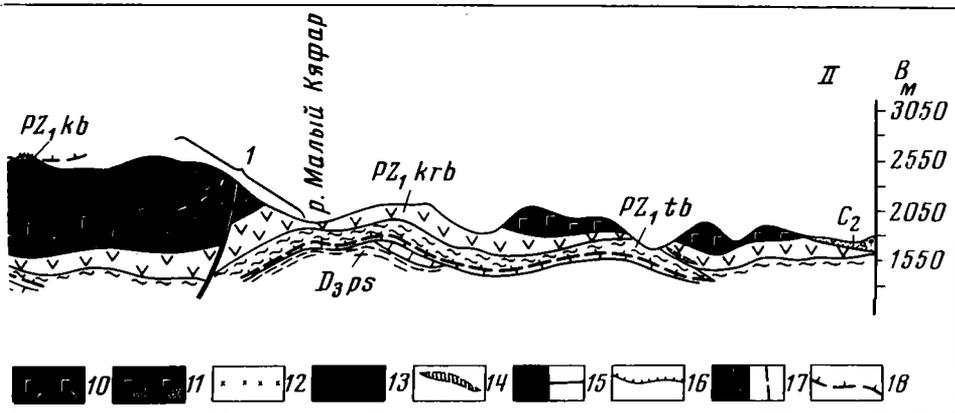
Герцинская покровно-складчатая структура, предполагавшаяся Г.И. Барановым, была доказана Л.Д. Чегодаевым стратиграфическими исследованиями силурийско-девонских отложений, хотя тектоническое залегание урлешской свиты на подстилающих образованиях и не подтвердилось, что было констатировано во время совместных маршрутов И.В. Архипова, И.С. Кравивской, М.Л. Сомина, А.А. Белова, а также А.А. Белова с Л.Д. Чегодаевым. Структурное положение Малкинского гипербазитового массива (рис. 6) отчетливо аллохтонное, что устанавливается по падению под него в балке Уллу-Лахран силурийских отложений (углы разные) и по геофизическим данным, не указывающим на существование мощного тела ультраосновных пород.

Таким образом, вышеперечисленные синклинии и антиклинории представляют собой, по существу, синформы и антиформы, входящие в сложную систему смятых покровов.

Гораздо лучше нам известна верхнепалеозойская структура, представляющая собой систему грабенообразных прогибов и горстовых поднятий и наложенных впадин [Белов, Кизевальтер, 1962; Белов, 1961]. Верхнепалеозойские отложения образуют самостоятельный структурный этаж. Что касается более древних этажей, то, за исключением Бечасынской зоны, где среднепалеозойский комплекс Хасаутского синклиория четко обособлен от докембрийского комплекса, само их существование проблематично.

Проблема западного продолжения герцинской геосинклинальной системы Большого Кавказа тесно связана с интерпретацией тектонического развития в палеозое Горного Крыма. Прямых геологических материалов по этому вопросу, как известно, нет, а геофизические данные допускают весьма разноречивые представления [Архипов и др., 1970; Земная кора. . . , 1975; Резанов, Шевченко, 1978; Giese et al., 1976; и др.]. Автору представляется, что Горный Крым, аналогично Ейско-Березанскому триасово-юрскому прогибу, является структурой, возникшей в начале мезозоя вдоль разломов внутри области завершённой герцинской складчатости [Шлезингер, 1974]. Это подтверждается данными Л.Г. Плахотного о наложенном характере мезозойской структуры Горного Крыма по отношению к герцинской структуре северо-западного простирания, следящейся из Равнинного Крыма.

Герцинские структуры Большого Кавказа, с точки зрения палеозойской тектонической истории, логичнее всего соединить со структурами Северо-Западной Анатолии, т.е. проводить границу фрагментов Гондваны и структур Палеотетиса через Черноморскую впадину. Прежнее положение этой границы искажено герцинскими и альпийскими деформациями, в особенности сдвигами (вдоль линии Одесского разлома и его продолжения на Синоп и др.), происходящими донныне (правые



9 – габброиды; 10 – габбро-диориты, 11 – габбро-амфиболиты; 12 – монцититы и сениодиориты; 13 – серпентиниты; 14 – колчеданные рудопроявления; 15 – согласные стратиграфические границы; 16 – граница трансгрессивного несогласного залегания; 17 – разломы; 18 – граница шарьированных пластин. Офиолитовые пластины: 1 – нижняя, 2 – верхняя. Свиты: D₃ ps – пастуховская, D₂₋₃ kr – картджуртская, PZ, tb – тебердинская, PZ, krb – карабекская

сдвиги северо-восточного простирания указаны вдоль предполагаемой границы в Северной Анатолии с юго-востока от Зонгулдакской зоны на Карте механизма очагов землетрясений, составленной Ритсема в 1969 г.).

По геофизическим данным, между западной и восточной частями Черноморской впадины имеются заметные различия. Распределение изостатических аномалий силы тяжести показывает, что аномальные зоны восточной части моря имеют четко выраженное кавказское простирание, которое резко нарушается примерно на линии, проходящей от Керченского пролива к Синопу. В западной части моря аномалии более изометричны [Земная кора. . . , 1975]. Различные по характеру гравитационных аномалий восточная и западная части дна Черного моря разделяются полосой максимумов северо-восточного простирания, совпадающей к югу от Крыма с зоной развития нормальных сбросов [Ross et. al., 1974]. Возможно, с рассматриваемой поперечной структурой связано и Центрально-Черноморское поднятие, выделенное сейсмическими исследованиями в центре впадины [Терехов, 1977]. На нем мезозойские отложения отсутствуют, а палеозойские или даже докембрийские с граничными скоростями 5,6–6 км/с залегают всего в 3–4 км ниже дна моря под неоген-четвертичными осадками.

Восточное продолжение герцинид Большого Кавказа также намечается по геофизическим данным, так как геологически сходные образования появляются на поверхность лишь на поднятии Туаркыр в Закаспии. Основные сведения дают профили ГСЗ Степное–Бакуриани и Волгоград–Нахичевань, грави- и магнитометрия.

Наиболее полный анализ соотношения слоев коры и попытку увязки их с геологическими данными выполнили И.А. Резанов и В.И. Шевченко [1978 и др.]. По ряду причин, однако, мы не можем согласиться с полученными ими выводами,¹ главным образом из-за неправильного, как нам представляется, подхода к слоям земной коры с различными физическими свойствами, как к застывшим с момента образования тектоническим комплексам. Те же соотношения основных границ раздела земной коры можно интерпретировать иначе, исходя из известной геологической истории Кавказа и Предкавказья. В пределах последнего гранитно-метаморфический слой состоит из полиметаморфических древних карельских и байкальских элементов, перекрытых палеозойскими преимущественно терригенно-сланцевыми породами, слабо метаморфизованными, сильно смятыми и прорванными местами палеозойскими интрузиями.

В южной части Предкавказья гранитно-метаморфический слой, видимо, более молодой, включает метаморфизованные палеозойские образования. Корень гор под Большим Кавказом образован в результате наращивания докембрийского или ниж-

¹ Основательную критику их взгляды получили в работе В.Н. Шолпо [1978, с. 123–125].

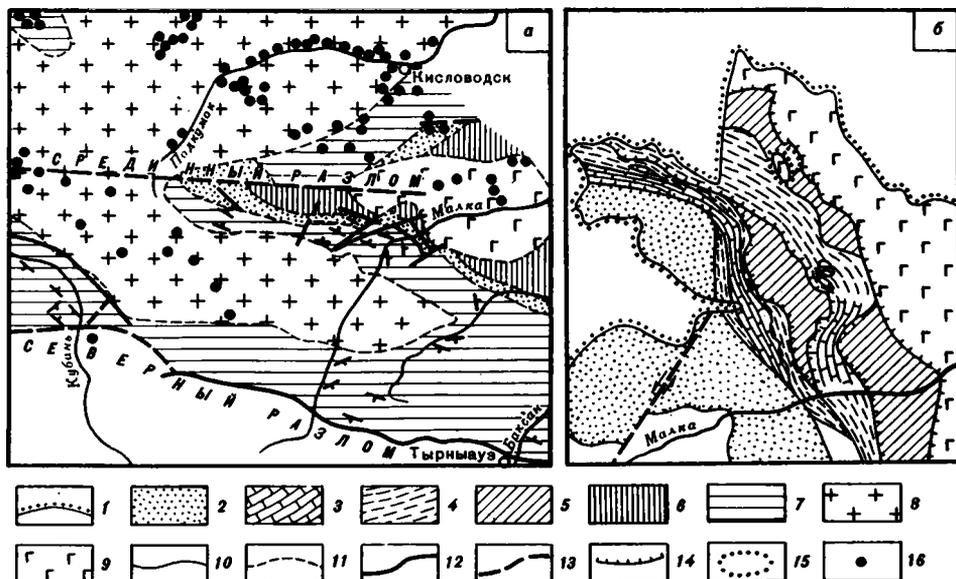


Рис. 6. Схема строения фундамента Северного Кавказа в междуречье Кубани и Баксана, по Ю.Я. Потапенко и В.И. Огородниковой [1971] (а), и участок покровного строения в долине р. Малка (балка Улу-Лахран), по Г.И. Баранову и И.И. Грекову, с изменениями (б)

1 — юрские отложения; 2 — урлешская свита (кембрий — низы силура); 3–5 — разнофациальные отложения силура–девона: 3 — известняки, 4 — известковистые серо-зеленые филлиты, 5 — преимущественно глинистые сланцы; 6 — нерасчлененные отложения силура–девона; 7 — хасаутская и чегемская серии неразделенные (PR); 8 — граниты (PZ₃); 9 — серпентиниты; 10–11 — границы стратиграфического и интрузивного контакта: 10 — достоверные, 11 — предполагаемые; 12–13 — разломы: 12 — достоверные, 13 — предполагаемые; 14 — границы надвигов и шарьяжей; 15 — граница оползня; 16 — скважины, вскрывшие фундамент

непалеозойского гранитно-метаморфического слоя в процессе герцинского геосинклинального развития, а также в результате поддвига Закавказского массива под складчатую систему Большого Кавказа [Шемпелев, 1978]. Утонение и потерю корреляции ряда сейсмических границ под Алазанской депрессией П.Д. и И.П. Гамк-релидзе [1977] объясняют пологими срывами на разных глубинных уровнях. Герцинскую систему Большого Кавказа, исходя из этих представлений, можно продолжать к востоку в полосе между Терско-Сунженской зоной поднятий и южным краем антиклинория Бокового хребта. Эвгеосинклинальные комплексы, известные на Северном Кавказе (офиолиты Передового хребта и др.), могут быть продолжены под покровом более молодых отложений вдоль цепочки максимумов магнитных аномалий, намеченных в работах М.Н. Смирновой, через г. Грозный до г. Махачкалы, а далее через Каспийское море, либо, сместившись по системе разломов, на соединение с зоной интенсивных магнитных аномалий, проходящей через Туаркыр, либо опять вдоль цепочки магнитных максимумов в юго-восточном направлении на южный склон Копетдага (см. рис. 2, 3).

Стратиграфический очерк

Докембрий (?)

Докембрийские комплексы Бечасынской зоны охарактеризованы в разделе о Скифской плите.

В Передовом хребте к докембрию многие авторы относят комплекс амфиболитов, гранатовых и слюдяных плагиогнейсов и альбитизированных мусковитовых сланцев (~ 3500 м), обнажающихся в ядре Блыбской антиклинали. В нижней части разреза развиты амфиболиты, в верхней — преобладают метапелитовые сланцы, в средней — известны линзы серпентинитов, эклогитов и дистеновых сланцев, возможно указывающих на существование здесь древней тектонической поверхности.

Вероятнее всего контакт данного комплекса с вышележащими слабо метаморфизованными толщами девона везде тектонический. Однако некоторые геологи находят здесь постепенные переходы и относят породы высоких ступеней метаморфизма также к палеозою. Изотопное определение возраста кристаллических сланцев и гнейсов не противоречит этим предположениям.

К докембрию относят сейчас (М.Л. Сомин, Ю.П. Видяпин, Е.В. Хаин) и метаморфический комплекс, слагающий Ацгаринский тектонический покров, залегающий преимущественно на нижнекаменноугольных известняках. Комплекс представлен внизу кварц-альбит-биотитовыми парагнейсами, кварц-мусковитовыми сланцами и амфиболитами (1800 м), а сверху слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, турмалином (500 м). В породах комплекса обнаружены спорово-пыльцевые остатки раннего карбона (И.И. Греков, С.П. Момот), однако его истинный возраст не ясен.

Вопрос о присутствии докембриа в Главном Кавказском хребте также очень дискусионен. В.И. Шевченко и Г.Д. Ажгирей полагают, что к докембрию могут быть отнесены почти все доверхнепалеозойские метаморфические породы этой зоны. Эта точка зрения, несомненно, ошибочна. Больше оснований, как полагает М.Л. Сомин, для предположения, что докембрийский возраст имеет нижняя часть разреза Главного хребта, известная под названием макерской серии (гнейсовая и аркасарская свиты, рис. 7, IV). Серия имеет сиалический состав. В нее входят пара- и ортогнейсы, слюдяные и кристаллические сланцы, мигматиты и немного амфиболитов. Региональный метаморфизм макерской серии (по М.Л. Сомину) происходил в условиях амфиболитовой фации при невысоких давлениях. Местами, например по р. Индрюкой, среди гнейсов макерской серии встречаются выходы пород гранулитовой фации, в которых мигматизация имеет наложенный характер. Присутствие гранулитов может служить аргументом в пользу докембрийского возраста. Другой аргумент — высокая (790 млн. лет, Rb-Sr) датировка возраста пегматоидного гранита, прорывающего породы макерской серии по р. Гоначхир [Афанасьев и др., 1973]. Однако это значение единичное и требует подтверждения.

История структурных и метаморфических преобразований пород палеозоя и макерской серии Главного хребта, проанализированная М.Л. Соминим и Ю.П. Видяпиным, оказалась одинаковой. Это позволяет думать, что метаморфизм, деформация, а возможно, и осадконакопление макерской серии имели место в палеозойское время. Иная точка зрения не исключает былого присутствия в Главном хребте слабо метаморфизованных и полого смятых докембрийских образований, объединенных в единый комплекс с палеозойскими толщами в процессе мощных складчатости и метаморфизма герцинской эпохи.

Нижний и средний палеозой

В Бечасынской зоне на докембрийской хасаутской серии с четким несогласием и базальными конгломератами в основании залегают молассоидная урлешская свита. Она сложена пестроцветными кварц-альбитовыми песчаниками с прослоями красноцветных алевролитов и песчаников кварцевого и полимиктового состава. По косвенным данным, ее относили к кембрию [Потапенко, Момот, 1965],¹ однако в последнее время Л.Д. Чегодаев, по геологическим данным, поднимает ее возраст до раннего силура—ордовика.

На урлешской свите залегают со стратиграфическим перерывом, но без несогласия отложения верхов нижнего и верхнего силура, нижнего и среднего девона (см. рис. 7, II). Они представлены известняками и фациально замещающими их известняково-глинистыми, иногда кремнистыми и серицит-хлоритовыми, сланцами, содержащими остатки граптолитов, кораллов, ортоцератид, конодонты и другие окаменелости. Силурийско-девонские толщи несогласно перекрываются юрой.

Палеозойские отложения Передового хребта известны в аллохтонном и автохтонном (параавтохтонном?) залегании. Верхний палеозой запечатывает покровную структуру, образуя неоавтохтон.

¹ Стратиграфическое и структурное положение конгломератов с гальками кембрийских известняков неясно.

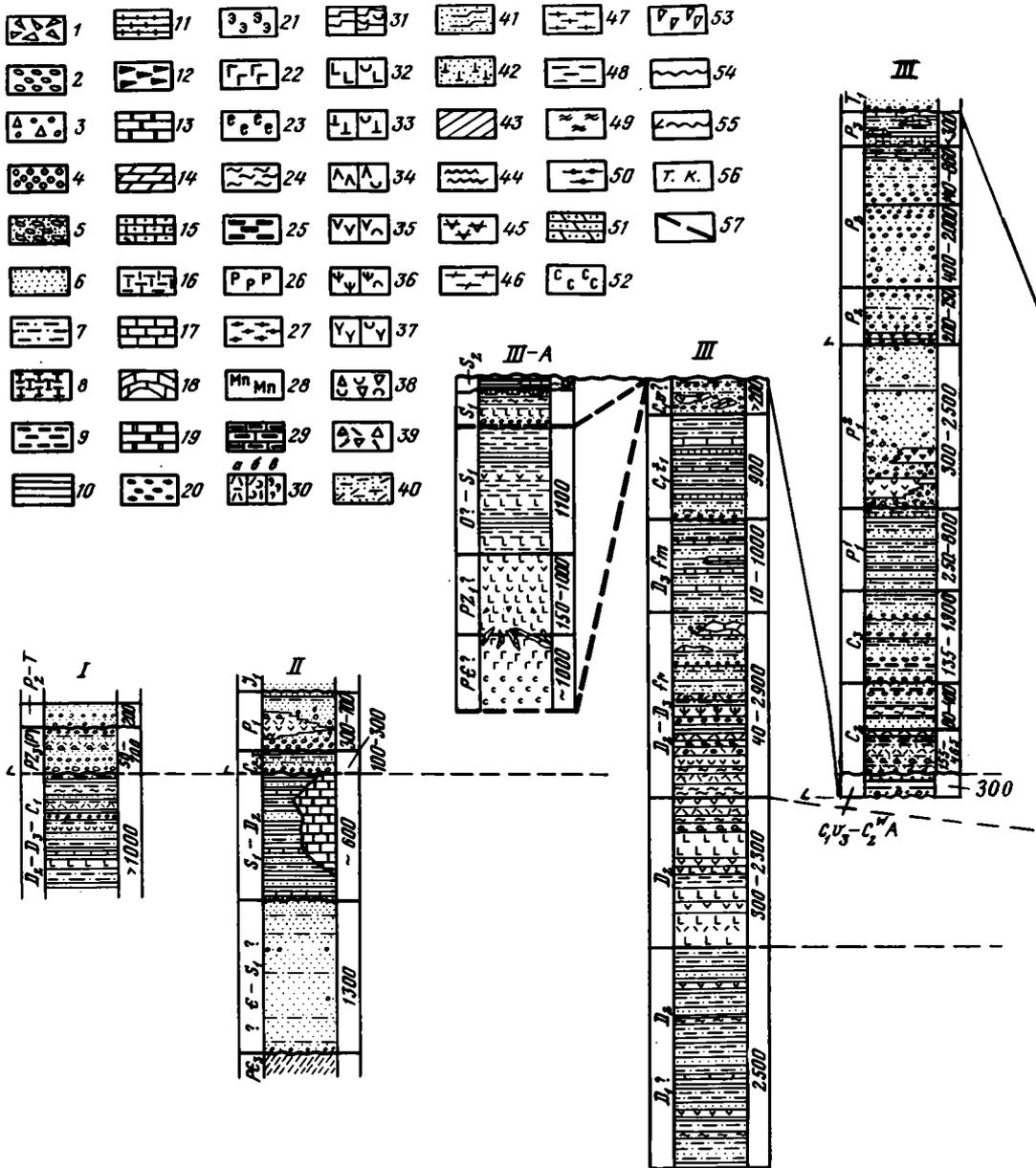
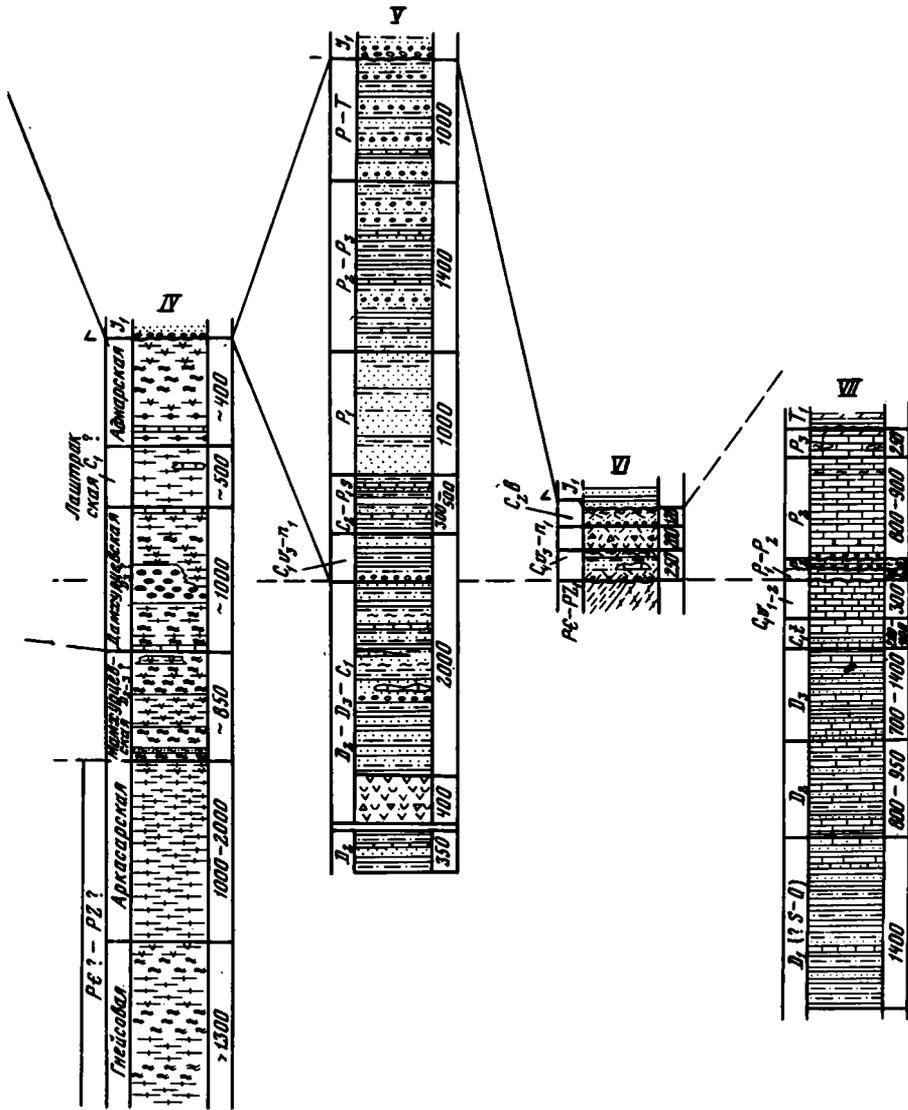


Рис. 7. Сопоставление обобщенных стратиграфических разрезов палеозойских отложений Кавказа по основным зонам

I – Предкавказье; II–V – ядро Большого Кавказа: II – Бечасынская зона, III – зона Передового хребта, автохтон, III–А – аллохтон, IV – зона Главного хребта (составил М.Л. Сомин), V – зона Южного склона (Сванетская); VI – Закавказский массив; VII – Южное Закавказье – северная часть Иранской плиты. 1–29 – осадочные породы: 1 – брекчии, 2 – конгломераты, 3 – конгломерато-брекчии, 4 – гравелиты, 5 – пуддинговые песчаники, 6 – песчаники, 7 – глинистые песчаники, песчаные глины и алевролиты, 8 – песчаники с известковым цементом, 9 – графитовые сланцы, углистые сланцы, 10 – глины, глинистые сланцы, аргиллиты, филлиты, 11 – известковистые глины, 12 – горючие и сильно битуминозные сланцы, 13 – битуминозные известняки, 14 – мергели, глинистые известняки, 15 – песчанистые известняки, 16 – массивные известняки, 17 – тонкослоистые известняки и мраморы, 18 – рифовые известняки, 19 – доломиты, 20 – бокситы, 21 – эвапориты, 22 – ангидриты и гипсы, 23 – каменная соль, 24 – кремнистые породы (фтаниты, лидиты, яшмы), 25 – угли, 26 – фосфаты, 27 – шамозитовые руды,



28 – марганцевые руды, 29 – графитовые или углистые мраморы; 30–39 – вулканогенные породы (а – излившиеся, экструзивные и субвулканические, б – пирокластические, в – игнимбриты): 30 – кислые, 31 – средние, 32 – основные, 33 – основные и ультраосновные, 34 – кислые и средние, 35 – основные и средние, 36 – субщелочные и щелочные, 37 – щелочные и субщелочные основные и ультраосновные, 38 – лавобрекчии основного состава, 39 – туфобрекчии кислого состава; 40–42 – вулканогенно-осадочные породы, пирокластический материал: 40 – кислого состава, 41 – среднего состава, 42 – основного состава; 43–53 – метаморфические и магматические породы: 43 – нерасчлененные метаморфические породы, 44 – зеленые сланцы, 45 – амфиболиты, 46 – кристаллические сланцы и гнейсы, 47 – слюдяные метапелитовые кристаллические сланцы, 48 – слюдяные сланцы, 49 – плагиогнейсы, 50 – плагиогнейсы, порфиронды (апоэффузивные), 51 – кварциты, 52 – серпентинизированные гипербазиты, 53 – габбро; 54–55 – несогласие: 54 – стратиграфическое, 55 – угловое; 56 – тектонический контакт; 57 – граница тектонических покровов, разделяющая комплексы, стратиграфические соотношения которых не известны

Аллохтон образован нерасчлененными нижнепалеозойскими и силурийскими отложениями (см. рис. 7, IIIa). Первые разделены на две свиты — карабекскую и тебердинскую. Нижняя карабекская свита основных вулканитов связана тесными взаимопереходами с габброидами и габбро-диабазами, входящими в офиолитовую ассоциацию пород, а стратиграфически вверх она постепенно переходит в зеленые сланцы тебердинской свиты. Верхний контакт последней везде тектонической. Типичный разрез офиолитовой ассоциации пород известен в верховьях р. Кяфар [Белов, Омельченко, 1976] (см. рис. 4, 5). Серпентинизированные гипербазиты (~ 500 м) представлены гарцбургитами, лерцолитами, иногда указываются верлиты, пироксены. В Даховском массиве возраст гипербазитов 600–640 млн. лет (K-Ar) [Аянов и др., 1974]. Хотя контакт между гипербазитами и габброидами обычно сорван и вдоль него наблюдаются зоны катаклаза, расланцевания, тектонические чешуи и т.д., их первичные взаимоотношения, возможно, были иными. Среди серпентинитов присутствуют неправильной формы участки габбрового состава, исчезающие при удалении от контакта в глубь гипербазитового пласта. Габброиды ближе к контакту становятся более темными, среди них присутствует много включений серпентинитов, и если отвлечься от тектонических срывов, то создается впечатление постепенной смены ультраосновного состава основным. Такого типа контакты между гипербазитами и габброидами описывались ранее как метасоматические на Урале (А.А. Ефимов, В.Ф. Морковкина и др.), а в Передовом хребте для массивов Церковно-Полянского и горы Джемараклы-Тюбе (А.А. Каденский, Ю.Н. Хильтов).

Габбро (250–500 м) — обычно полосчатые, часто расланцованные и катаклазированные, сильно сосюртитизированные и актинолитизированные. По данным Е.В. Хаина, среди них присутствуют габбро-нориты. Наблюдаются жилы и гнезда габбро-пегматитов. Изотопное датирование пегматитового габбро дало ордовикский возраст — 457 ± 13 и 493 ± 15 млн. лет (K-Ar) [Хаин Е., 1979].

В верхней части габбро прорываются дайками диабазов, а затем сменяются зоной (~ 150 м) многократных инъекций диабазовых даек, кварцевых диабазов, габбро-диабазов, габброидов, габбро-диоритов и диорит-порфириров. Все эти рвущие тела (мощностью 0,1–2 м, иногда больше) образуют сложное переплетение, весьма приблизительно параллельное общему напластованию. Эта зона сменяется далее постепенно основными вулканическими породами карабекской свиты. Последняя представлена зеленокаменными диабазами, базальтовыми (низкокальциевые толеиты, по И.Д. Шавишвили) и андезито-базальтовыми порфирирами с прослоями туфов основного состава, иногда лавобрекчий, спилитами и изредка кварцевыми альбитофирами. Часто встречаются пиллоу-лавы.

Тебердинская свита сложена серицит-хлоритовыми, хлоритовыми, хлорит-актинолитовыми, часто с эпидитом сланцами (апелитовыми, апоалевролит-песчаниковыми, апотуфовыми и апоэффузивными основного и реже кислого дацитового и плагиолипаритового состава), филлитами, изредка с прослоями белых мраморизованных известняков (с члениками криноидей).

Л.Д. Чегодаев выявил в графитово-кремнистой пачке тебердинской свиты остатки лландоверийских радиолярий, на основании чего ее возраст можно рассматривать в пределах ордовика (?) — раннего силура, соответственно карабекская свита будет несколько древнее.

Силурийские отложения образуют отдельные покровные пластины. Нижний отдел представлен пестроцветными алевролитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями конгломератов (с галькой офиолитов), кремнистых конгломератов и гравелито-брекчий, известняков, черных кремней и кремнистых сланцев (1–5 м) и фтанитов. Имеются прослои туфов и пластовые тела эффузивов (шаровые лавы, спилиты, вариолиты) андезито-базальтового и трахибазальтового состава (до 15–20 м). Граптолиты позволяют датировать средний и верхний лландоверии и нижний венлок [Чегодаев, Савченко, 1975; Чегодаев, 1977].

Верхнесилурийские отложения представлены филлитами с линзовидными прослоями мраморизованных известняков. Остатки граптолитов характеризуют нижний лудлов [Дысса, Кизевальтер, 1972; Греков и др., 1974].

Палеозойские отложения автохтона (параавтохтона?) Передового хребта представлены девонскими и нижнекаменноугольными (см. рис. 7, III). Они подразделяются снизу вверх на согласно залегающие бахмуткинскую, кизилкольскую;

картджуртскую свиты, фамен и турне. Основание всей колонны неизвестно, нижний контакт обычно тектонический.

Бахмуткинская свита представлена глинистыми сланцами и филлитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, иногда отмечается ритмичность наслоения. Изредка встречаются мелкогалечные конгломераты и гравелиты (в гальке кремней Л.Д. Чегодаевым обнаружены раннесилурийские радиолярии). В низах разреза присутствуют линзы криноидных известняков (5–6 м) и мелкие караваяобразные тела коралловых биогермов. Встречаются кремнистые сланцы, темные полосчатые яшмы (до 3–5 м), изредка в нижней части свиты, а также в самых ее верхах зеленокаменные туфы и эффузивы. Ископаемые остатки кораллов, фораминифер, водорослей, спор и пыльцы датируют эйфельский и живетский ярусы [Круть и др., 1963], имеется среднедевонская флора (Ю.Я. Потапенко, И.И. Греков и др.). Для нижней части свиты не исключен нижнедевонский возраст.

Кизилкольская свита сложена разнообразными эффузивами: диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, кварцевыми альбитофирами. Реже отмечаются пирокластические разности тех же пород. Еще реже встречаются осадочные породы, среди которых известны кремнистые (в том числе яшмы с радиоляриями раннего девона и эйфельского века, по Л.Д. Чегодаеву) и кремнисто-гематитовые породы и мелкие линзы известняков с остатками кораллов, брахиопод, тектакулитов, остракод, криноидей девона (ближе неопределимых). В состав свиты входят различные залежи и дайки субвулканических пород. Разрез ее очень изменчив. Миндалекаменные, подушечные и вариолитовые эффузивы основного состава, эффузивы кислого и среднего состава, эффузивно-эксплозивные толщи, туфы быстро уменьшаются в мощности, выклиниваются или фашиально замещают друг друга. В целом толща имеет сложное неправильное мегалинзовидное напластование. Мощности отдельных толщ (линз) до 100–1300 м. Общая мощность свиты 300–2300, иногда всего 30–40 м.

По особенностям строения, химического и петрографического состава эффузивы кизилкольской свиты можно рассматривать как островодужную вулканическую ассоциацию пород. В.Л. Омельченко указывает, что в ее составе имеются как контрастные, так и последовательно дифференцированные толщи. Они включают известные мецноколчеданные месторождения Северного Кавказа.

В 1975 г. Л.Д. Чегодаев в яшмах, залегающих в верхней половине разреза кизилкольской свиты (р. Чучкур), обнаружил радиолярии, аналогичные раннедевонским формам Урала. Следовательно, в этом месте нижний возрастной предел кизилкольской свиты может быть даже силурийским. Вместе с тем нижележащая в других местах бахмуткинская свита относится к живету¹. Эти данные позволяют думать, что в Передовом хребте также, как и на Урале [Коптева, 1976], различные вулканические и осадочные формации, возможно, находятся между собой в сложных стратиграфо-фашиальных взаимоотношениях и характеризуют миграцию однотипных структурно-формационных зон во времени и пространстве.

Картджуртская свита также характеризуется резкими изменениями фаций и мощностей. Она сложена разнообразными туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоконгломератами. Реже встречаются глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, известняки и эффузивы (плаггиолипаритовые порфиры, кварцевые кератофиры). Туфы имеют кислый состав. В туфоконгломератах галька представлена эффузивами кизилкольской свиты, плаггиогранитами, гранофирами и микропегматитами, известняками.

В основании свиты залегает горизонт кремнистых и кремнисто-гематитовых сланцев (50–150 м). Картджуртская свита часто разделяется на две подсвиты – туфогенную и терригенную. Нижняя сложена туфами разного состава, кислыми эффузивами, кремнистыми сланцами, яшмами, аргиллитами, изредка присутствуют эффузивы основного и среднего состава и линзы известняков. Верхняя подсвита представляет собой ритмичное чередование песчаников, туфопесчаников, туфоконгломератов,

¹ В последнее время Л.Д. Чегодаев и Е.В. Хаин пришли к заключению о тектонических взаимоотношениях бахмуткинской (артыкчатской и андрюкской) свиты с вышележащими вулканическими толщами и выделили особую Тоханскую зону с терригенно-кремнисто-глинисто-сланцевым разрезом силура–девона.

алевролитов и глинистых сланцев. Характерной особенностью конгломератов является присутствие в них местами обломков, крупных глыб и линзовидных тел известняковых биогермов. Находки ископаемых остатков кораллов, брахиопод криноидей и других позволяют датировать картджуртскую свиту как средний девон — франский ярус. Вместе с кизилкольской свитой она образует островодужную формацию.

Фаменские отложения представлены терригенными породами и известняками. В разрезе на горе Пастухова Д.С. Кизевальтер выделил пять горизонтов известняков переслаивающихся с пестроокрашенными песчаниками и алевролитами. Фациальные изменения выражены в замещении терригенных пород карбонатными. Остатки кораллов, водорослей, брахиопод и фораминифер указывают на фаменский ярус и слон этрень.

Турнейский ярус залегает на фамене согласно, с небольшими размывами. Часто в основании выделяется горизонт (10–15 м) мелкогалечных кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников, содержащих гальку известняков с окаменелостями позднего фамена. Толща представлена переслаиванием песчаников (мелкозернистых кварц-полевошпатовых), алевролитов, глинистых сланцев, известняков и известковистых сланцев. Возраст обособан остатками фораминифер, найденными в нижней части толщи [Геология СССР, 1968].

В восточной части Передового хребта по рекам Даут, Кубань, Тохана, Ингушли имеется толща, структурное и стратиграфическое положение которой не совсем ясно. По своему характеру она напоминает олистостромовые образования, в глыбах известняка из этой толщи обнаружены остатки фораминифер верхнего фамена и нижнего турне (данные И.И. Грекова, Ю.Я. Потапенко). Ее возраст может оказаться синхронным эпохе шарьяжеобразования, т.е. где-то в пределах позднего турне — визейского века. Вместе с тем имеется ряд выходов, где обнажаются пестрые глинисто-алевролитовые сланцы с прослоями полимиктовых мелкозернистых песчаников, конгломератов (галька пород офиолитовой ассоциации, диоритов, известняков, кремней) и кремнистых сланцев с остатками граптолитов лландовери, уинлока и лудлова, покровами спилитов, переходящих в вариолиты (80–100 м). Среди них находятся глыбы лландоверийских кремнистых сланцев, гипербазитов, брекчированных известняков (O–S₁ ?), песчаников и порфириров.

Полоса выходов этой олистостромовой толщи, выделенная Л.Д. Чегодаевым и Е.В. Хаиным как силурийская полянская свита, имеет чешуйчатое строение. Возможно, там совмещены две олистостромовые толщи: силурийская и нижнекаменноугольная — или крупные олистолиты силурийской олистостромы заключены в нижнекаменноугольной олистостроме. По предположению И.И. Грекова, Ю.Я. Потапенко и Е.В. Хаина, последняя может оказаться в среднедевонской.

В зоне Главного хребта, как предполагается, среднепалеозойский возраст имеет лабино-буульгенская серия метаморфических пород. Она обнажается в узкой перевальной полосе хребта от р. Белой на западе до р. Ардон на востоке. На западе (реки Белая, Дамхурц) в разрезе серии выделяются четыре свиты [Сомин, 1971]. Нижняя, мамхурцевская свита сложена аповулканогенными плаггиогнейсами, в меньшей мере амфиболитами и содержит резко подчиненные прослои слюдяных и кварцитовых сланцев внизу и конгломератовидных пород вверху (см. рис. 7, IV). Дамхурцевская свита внизу представлена горизонтом мраморов, выше пачкой переслаивающихся роговообманковых плаггиогнейсов и гранат-слюдяных сланцев, затем метаконгломератами и кварц-слюдяными сланцами, которые перекрыты амфиболитами и амфиболовыми плаггиогнейсами и горизонтом мраморов. Лаштракская свита сложена метапелитовыми кварц-слюдяными сланцами, обычно с графитом и гранатом, и содержит линзы мраморов. Аджарская свита представлена мраморами и ортогнейсами. В мраморах дамхурцевской, лаштракской и аджарской свит содержатся окаменелости — криноидеи послесреднеордовикского возраста. По своему литологическому составу и последовательности две нижние свиты коррелируют со средним — верхним девоном зоны Передового хребта. Предполагается, что две верхние свиты нижнекаменноугольные.

Соотношения лабино-буульгенской и макерской серий Главного хребта трактуются по-разному. Скачка в уровне метаморфизма, изменения истории метаморфизма или его характера между ними не наблюдается. В истории структурной эволюции

также не обнаружено принципиальных отличий. Поэтому, несмотря на локальное присутствие катаклазитов в зоне контакта, М.Л. Сомин думает, что структурно-метаморфического несогласия между ними нет; но он допускает докембрийский возраст низов макерской серии. Те же соображения позволили Ш.А. Адамия, Г.Н. Абесадзе и П.А. Хотяновскому [1973] отнести весь кристаллический комплекс Главного хребта к нижнему — среднему палеозою.

Верхний палеозой

В южной части Бечасынской зоны (см. рис. 7, II) континентальные верхнепалеозойские отложения распространены спорадически. Они образуют небольшие впадины или эрозионные останцы, залегают несогласно на докембрийских кристаллических комплексах. Толщи сероцветных слабоугленосных молассовых отложений относятся, по остаткам флоры, к верхам среднего и верхнему карбону, а красноцветные грубообломочные отложения и наземные эффузивы — на основании сопоставления с аналогичными отложениями Передового хребта к нижней перми.

Верхнепалеозойский комплекс зоны Передового хребта залегают с несогласием на среднепалеозойском и несогласно перекрыт нижнеюрскими отложениями краевой части альпийской складчатой системы Большого Кавказа. Триасовые отложения занимают промежуточное положение. Нижнетриасовые молассы в восточной части зоны продолжают позднепалеозойский формационный ряд, а верхнепермские и триасовые морские отложения, известные в западной части Передового хребта, образуют группу формаций, связанную с раннекеммерийским этапом развития.

В основании верхнепалеозойского разреза (см. рис. 7, III) выделяется толща полимиктовых, существенно кварцевых конгломератов и гравелитов с прослоями песчаников (200 м), сменяющаяся вверх глинистыми алевролитами с прослоями песчаников (40 м). Остатки флоры датируют позднее вие [Чегодаев, Анисимова, 1980]. Выше согласно залегают песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов (40 м), перекрытые кварцевыми конгломератами с прослоями песчаников (60 м). Толща содержит растительные остатки намюра А, намюра С и вестфала А [Анисимова, Чегодаев, 1976]. Выше лежащие среднекаменноугольные отложения подразделены на две толщи. Нижняя (155—465 м) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, туфами и реже эффузивами кварцевых порфиров, а также туффитами и туфопесчаниками. Среди них встречаются редкие прослой угля (до 2—4 м). Толща охарактеризована тремя комплексами ископаемой флоры, датирующими вестфал А — ранний вестфал В, вестфал В — низы вестфала С и вестфал С.

Верхняя толща характеризуется в отличие от предыдущей исчезновением эффузивов и появлением большого количества пеплово-кремнистых прослоев, в верхней ее части преобладают конгломераты и песчаники, встречаются маломощные невыдержанные прослой угля. В конгломератах впервые появляется галька микроклинсодержащих гранитов, широко распространенных в Главном Кавказском хребте. Ископаемая флора датирует верхнюю толщу как вестфал С и D.

Верхнекаменноугольные отложения залегают на среднем карбоне преимущественно согласно, но иногда их нижняя часть выпадает и верхняя залегают с угловым несогласием. Местами наблюдаются краевые несогласия с трансгрессивным переходом на среднепалеозойские толщи. Верхний карбон начинается в ряде мест валунными конгломератами с галькой кварцевых порфиров и туфов из среднего карбона. Верхнекаменноугольные отложения расчленены на три крупных ритма, образованных конгломератами (галька кристаллических пород, гранитов, кварцевых порфиров и кварца), гравелитами, пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Местами отмечаются линзовидные прослой угля, андезитовые порфириты. Ископаемая флора датирует касимовский и гжельский ярусы и позволяет сопоставить отложения со свитами $C_3^1 - C_3^2$ и $C_3^2 - C_3^3$ Донбасса [Новик, 1978].

Пермские отложения Передового хребта представлены мощными континентальными красноцветными вулканогенно-терригенными образованиями, а на западе зоны также морскими карбонатно-терригенными отложениями. Красноцветные отложения подразделены на пять свит: аксаутскую, киньрчатскую, гималдыкскую, шантацарскую и среднебескесскую. Аксаутская свита (P_1^1) залегают согласно на верхнем карбоне, лишь местами перекрывая с краевым несогласием более древние отложе-

ния. Она представлена озерными песчаниками, алевролитами и аргиллитами красно-бурой и темно-серой окраски. Среди них встречаются прослой и линзы (до 0,6 м) доломитизированных известняков, железистых доломитов, кремнистых фосфатоносных аргиллитов, фосфатов и углистых сланцев. В краевых частях впадин появляются линзы и прослой конгломератов и гравелитов.

В аксаутской свите собраны остатки флоры вальхий, кордаитов, каллиптерисов и др., среди которых А.К. Щеголев [1979] выделил два комплекса, отвечающие нижнему и среднему отену Французских угольных бассейнов¹. Из низов аксаутской свиты известны также обломки костей и чешуи рыб рода *Acanthodus*, а средней ее части найдены отпечатки лап рептилий.

Кинарчадская свита (P_1^2) залегает как согласно, так и с угловым несогласием на аксаутской свите и с несогласием на более древних отложениях. Для нее, как и для трех вышележащих свит, характерны черепитчатые залегания, свойственные склоновым предгорным образованиям.

Свита сложена типичными красноцветными молассами: конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами, а также вулканогенными породами. Последние представлены андезитовыми и дацитовыми порфиритами, кварцевыми трахитовыми порфирами и их туфами (до 800 м). Свита фаунистически не охарактеризована, сопоставляется с саксонием или верхним ротлигеном.

Гималдыкская свита (P_2) залегает согласно на кинарчадской или отделена от нее небольшим угловым несогласием. Она представлена чередованием песчаников, гравелитов, конгломератов розовато-серой окраски. В основании свиты местами присутствуют горизонты миндалекаменных андезитовых и трахиандезитовых порфиритов (7–15 м).

Автор [Белов, 1961] принимал верхнепермский возраст гималдыкской свиты при двучленном делении перми. И.Ю. Лапкин [1967] и Б.Г. Подоба на основании палинологического комплекса, известного из нижнего красного лежня Западной Европы и греденских песчаников Южных Альп, отнесли ее к нижней перми. В этой связи надо заметить, что греденские слои в Альпах и Северных Динаридах относятся к кунгуру или кубергандинскому ярусу, уфимскому и низам казанского яруса, гваделупскому ярусу, т.е. к слоям всегда более молодым, чем артинский ярус. И, следовательно, при трехчленном делении перми гималдыкская свита должна относиться к среднему отделу.

Шантацарская и среднебескесская свиты [Кизевальтер, 1974] залегают согласно. Первая представлена неправильным чередованием плохо сортированных, часто валунных конгломератов, гравелитов и песчаников, а вторая сложена внизу конгломератами и гравелитами, а выше известковистыми песчаниками, вверху содержащими прослой алевролитов и известняков. Характерна правильная наслоенность. Обе свиты условно отнесены к средней перми (см. рис. 7, III).

Морские пермские отложения (P_3) залегают либо согласно с перерывом на красноцветных отложениях, либо несогласно на более древних образованиях. Они представлены малоомощной фациально изменчивой карбонатно-терригенной толщей, заключающей тела биогермных известняков. Имеются богатые ископаемые остатки брахиопод, кораллов, двустворок, водорослей, губок, трилобитов, гастропод, наутилоидей и др. Мелкие фораминиферы свидетельствуют о самых верхах перми.

Кроме вышеописанных красноцветных толщ перми, в Передовом хребте существуют мощные (1000–3000 м) красноцветные терригенные накопления, содержащие в верхней части в гальке конгломератов известняки с фораминиферами всех пермских зон Тетиса, включая самые верхние. Палинологические исследования последних лет (данные И.И. Грекова) подтвердили триасовый возраст этих красноцветных толщ. Возможно, они соответствуют континентальным красноцветным конгломератам и песчаникам (до 200–600 м), выделяемым в основании фаунистически обоснованного триасового разреза западной части Передового хребта и относимым к сейскому ярусу.

¹ К нижнему отену А.К. Щеголев относит и пограничную между карбоном и пермью гремучинскую свиту, параллелизуя ее без достаточных доказательств с нижней красноцветной и средней сероцветной подсвитами аксаутской свиты.

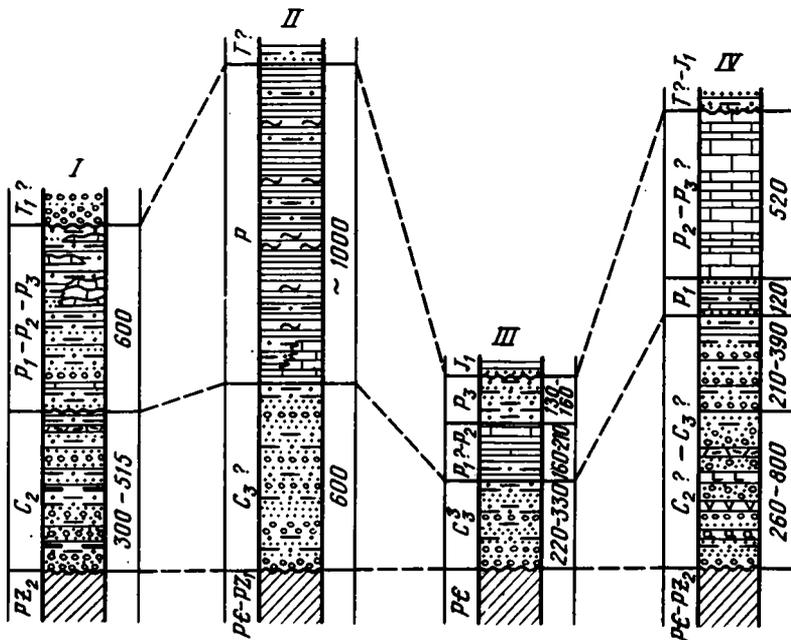


Рис. 8. Сопоставление стратиграфических разрезов верхнепалеозойских отложений вдоль зоны Главного Кавказского хребта

I – район горы Хуко; II – район перевала Псеашхо; III – урочище Квиши, Верхняя Сванетия; IV – Северная Осетия

Условные обозначения см. на рис. 7

В Главном Кавказском хребте верхнепалеозойские отложения являются самыми древними, перекрывающими стратиграфически кристаллический комплекс. Они известны в нескольких изолированных районах (рис. 8), между ними наблюдается определенное сходство в строении разреза. В нижней его части находятся серо- и пестроцветные песчано-конгломератовые толщи. Они залегают с несогласием на метаморфических комплексах. Состав обломочного материала аркозовый и полевошпат-кварцевый. Характерна ритмичность наложения. В районе Хуко и в Северной Осетии отмечаются прослои туфов кислого и среднего состава, в районе Хуко – прослой угля. Возраст обоснован остатками флоры лишь в районе Хуко, где датируется верхняя часть вестфала. Верхнюю часть разреза составляют терригенно-карбонатные, терригенные и карбонатные морские отложения перми. В районе Хуко они залегают с угловым несогласием на среднем карбоне и среднем палеозое, а в остальных районах согласно на нижней толще. Характерно присутствие известняковых биогермов.

Несколько выделяется из этой общей характеристики разрез перми района Псеашхо, где верхняя часть толщи сложена черными глинистыми сланцами и полосчатыми разноцветными яшмовидными кремнистыми сланцами. Все эти толщи перекрыты с несогласием достоверными отложениями нижнего лейаса либо предполагаемыми отложениями триаса. В районе Псеашхо контакт требует дополнительного изучения. Остатки фораминифер датируют в районе Хуко все три отдела перми, в остальных местах находки окаменелостей более скудные.

В центральной части Главного хребта в бассейне р. Баксан в узких грабенах имеется красноцветная толща (200 м) конгломератов, гравелитов и песчаников, залегающая на кристаллических сланцах. Споры-пыльцевые остатки датируют нижнюю пермь.

Восточнее на продолжении зоны Главного хребта к юго-востоку от г. Грозного в скважинах в альпийских шарьяжных (?) структурах вскрыта карбонатная лагунно-морская толща перми (до 1000 м). Здесь известны известняки, доломиты, песчано-алевритистые мергели с сидеритом, доломитом и анкеритом. Ископаемые остатки фораминифер указывают на среднюю и верхнюю пермь.

Основываясь главным образом на материалах по Бечасынской зоне, можно думать, что в позднем протерозое Большой Кавказ располагался в пределах геосинклинальной области, в которой накапливались мощные осадочные и вулканические формации. В конце протерозоя произошла складчатость, которую большинство исследователей относят к байкальской, и сформировался складчато-метаморфический комплекс. Возможно, в области Передового и Главного хребтов процессов складчатости и метаморфизма не было или они были очень слабыми.

Раньше хорошим возрастным репером байкальской эпохи служила молассоидная толща урлешской свиты (кембрий?), расположенная несогласно на метаморфическом комплексе. Ныне, когда ее возраст повышается до раннего силура, она уже таким репером быть не может. Отчасти этот пробел восполняют изотопные определения возраста плагиигранитов и плагиигранит-порфиров — 500 млн. лет (K-Ar) [Афанасьев и др., 1971], рвущих метаморфический комплекс и находящихся в гальке конгломератов урлешской свиты. Нормальных доордовикских гранитов здесь неизвестно, как неизвестен и постбайкальский орогенный вулканизм. Поэтому можно думать, что к концу рифея континентальная кора на Кавказе только начала формироваться.

Период времени от венда до начала силура на Большом Кавказе плохо изучен. Основываясь на вероятном кембрийско-ордовикском возрасте карабекской свиты Передового хребта, можно полагать, что в это время на Большом Кавказе, вероятно, в связи с процессами рифтогенеза и деструкции субконтинентальной коры образовался бассейн с океаническим типом коры.

Однако некоторые исследователи думают иначе. Так, по В.И. Шевченко [Резанов, Шевченко, 1978], вся территория Кавказа подобно территории Ирана и Восточной Анатолии испытывала в течение венда — ордовика платформенное развитие. Представляется достаточно ясным, что палеозойские комплексы и их взаимоотношения Большого Кавказа и Ирана резко различаются. А теперь в связи с передатировкой урлешской свиты и вообще не осталось никаких оснований для подобных корреляций. Г.Д. Афанасьев, О.Ш. Надарейшвили и другие выделяют на Кавказе каледонский тектоно-магматический цикл. Действительно, во время, синхронное каледонской эпохе складчатости, на Кавказе происходили тектонические движения и имел место магматизм. Однако они не привели к смене геосинклинальных условий орогенными, а принадлежали единому каледоно-герцинскому циклу развития. Давний сторонник каледонид на Кавказе Г.Д. Ажгирей [1976] вынужден был признать, что этот цикл "до сих пор не может считаться доказанным ввиду отсутствия хорошо выраженной каледонской формационной серии пород" (с. 13).

Герцинская (каледоно-герцинская) геосинклинальная система Большого Кавказа развивалась в начале палеозойской эры на коре океанического типа (см. рис. 73), которая либо сохранилась здесь с докембрийского времени, либо, что на мой взгляд более вероятно, была новообразована в результате рифтогенеза и латерального перемещения байкальской коры переходного типа. Краевые части этой системы, безусловно, накладывались на байкальское основание, что видно из соотношения докембрийских и силурийских толщ в Бечасынской зоне [Кизевальтер, 1964] и предполагается в зоне Главного хребта. Для последней не исключено и сквозное докембрийско-палеозойское развитие [Адамия, 1968; Сомин, 1971], хотя Г.Д. Ажгирей [1976, с. 16, 33] "решительно отвергает" этот вывод, полагая, что эвгеосинклиналь Большого Кавказа заложилась в начале рифея на архейско-среднепротерозойском основании Еврафриканской платформы, испытала складчатость в осевой зоне в конце среднего рифея и в дальнейшем вплоть до юры не вовлекалась в активное геосинклинальное осадконакопление и деформации. Древнее континентальное основание, по его мнению, было затем столь значительно переработано, что остатков первичных пород не сохранилось.

В океаническом бассейне вначале накопились мощные толщи основных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород ордовикского (?) и силурийского возраста,

налегающие непосредственно на меланократовое основание (разрезы Блыбской антиклинали и пластины океанической коры в Передовом хребте, реликты габбро-пироксенит-дунитовой формации в Главном хребте). Силурийские осадки носят черты уже явно глубоководных отложений. К середине раннего силура океанический бассейн достиг, по-видимому, своей максимальной ширины.

Затем, вероятно в связи со сменой геодинамического режима, океаническая стадия сменилась переходной. В позднелландоверийское — раннелуддовское время произошло первое тектоническое ссучивание океанических осадков и зарождение островной дуги Передового хребта [Е. Хаин, 1979]. Процесс ссучивания сопровождался на глубине метаморфизмом амфиболитовой стадии с образованием гранат-амфиболовых, пироксен-амфиболовых и других метаморфических пород по гипербазитам и габброидам, амфиболитов по габброидам и основным вулканогенным породам и пр. Завершилось все мощным процессом плагиигранитизации с образованием отдельных плагиигранитных тел, впоследствии обычно гнейсированных [Афанасьев и др., 1973]. Вероятно, к этому времени геосинклинально-океанический бассейн был уже дифференцирован на ряд зон, в одних из которых процессы метаморфизма шли интенсивно, а в других — их почти не было. Плагиигранитизация (возраст плагиигранитов и в Главном, и в Передовом хребтах, по данным Г.Д. Афанасьева, 370—360 млн. лет) закончилась, очевидно, в середине девона. Кремнистая и аспидно-сланцевая формация силура—среднего девона, контрастная и последовательно дифференцированная вулканические и осадочные формации среднего девона — раннего карбона позволяют предполагать существование бассейна окраинного типа островной дуги. Отдельные зоны рассматриваемой системы к позднему девону уже начали подниматься, выходить из-под уровня моря, образуя острова, с которых шел снос вулканических пород и плагиигранитов (по составу галек туфоконгломератов картджуртской свиты верхнего девона). Эти явления иногда связывают с бретонской фазой складчатости [Адамия, 1968; Гамкрелидзе И., 1976; и др.].

Процесс дальнейшей эволюции магматизма и преобразования вещества земной коры выразился в появлении сиенито-диоритов и монцититов как продуктов этапа калиевого метасоматоза. Возраст флогопита из зон слюдитов, связанных с формированием сиенито-диоритов, 350—367 млн. лет (K-Ar) (по С.М. Кропачеву). Одновременно с ними происходили излияния трахибазальтов картджуртской свиты — 340—350 млн. лет (K-Ar) [Афанасьев и др., 1971].

Геосинклинальное осадконакопление после образования в начале позднего девона флишоидной формации закончилось образованием терригенных пород и известняков фамена и турне. После турнейского века и до начала намюрского века ширина герцинской геосинклинали Большого Кавказа сократилась в несколько раз, отдельные зоны были смещены со своего места и комплексы пород, их слагающие, сорваны по тому или иному стратиграфическому уровню и шарьированы один на другой. При этом очень вероятно и продольные вдоль простирания крупные сдвиговые смещения. После эпохи шарьяжеобразования, а также, вероятно, и во время нее проходила складкообразование, в результате которого и движений по вертикальным разломам заложилась основа той системы антиклинорий и синклинорий, которая дооформилась позже в позднем палеозое (рис. 9). Затем произошло общее поднятие и начался размыв складчато-покровных структур.

С конца визе и до начала триаса территория Большого Кавказа и Предкавказья проходила орогенную стадию развития с накоплением угленосно-вулканогенных, терригенных и красноцветно-вулканогенных молассовых континентальных формаций. В течение этой стадии происходили наращивание гранитно-метаморфического слоя земной коры, образование массивов калиевых гранитов (310—330, 280 и 215—240 млн. лет) [Шенгелия, 1972; Афанасьев и др., 1971] и связанные с ними метаморфические изменения нижних горизонтов среднепалеозойской структуры. Складчатость в позднем палеозое имела в основном глыбовый характер и происходила параллельно осадконакоплению, унаследованно по отношению к предшествовавшим структурам. Появление на западе Большого Кавказа в поздней перми и более широко в триасе морских терригенно-карбонатных формаций объясняется трансгрессиями из "раннекиммерийских" прогибов зоны Южного склона и Предкавказья. Перед юрой были региональный перерыв в осадконакоплении и денудация доюрской структуры.

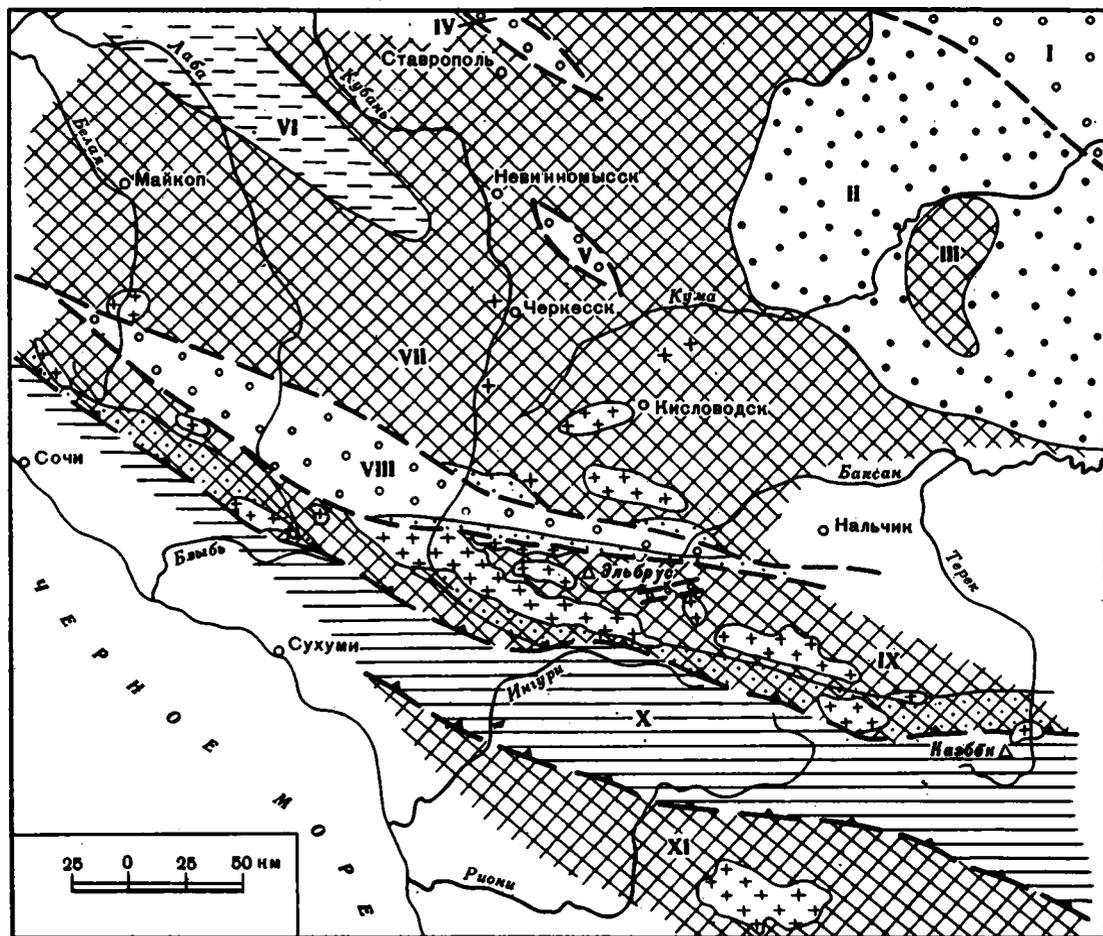


Рис. 9. Тектоническая схема доюрской структуры Центрального Кавказа

1 – поднятия (антиклинории), сложенные доверхнепалеозойскими комплексами; 2 – герцинские граниты, выходящие на поверхность и вскрытые скважинами; 3 – часть Главнокавказского поднятия, захваченная опусканиями в позднем карбоне – перми; 4 – грабенообразные депрессии, заполненные моласами (С₂-Т₁); 5 – крылья прогиба Передового хребта, вовлеченные в опускание в перми – раннем триасе; 6 – наложенные морскими и континентальными отложениями (Р₂-Т); 7-8 – синклинии, заполненные морскими геосинклинальными отложениями: 7 – РZ₂-Т, 8 – РZ₃-Т; 9 – разломы; 10 – надвиги; 11 – границы зон. I – зона Маньчских прогибов; II – наложенная депрессия Восточного Предкавказья (Кумско-Ногайская тектоническая зона, по А.И. Левтину); III – Степновское поднятие; IV – Расшеватский грабен; V – Курсавский прогиб; VI – Восточно-Кубанский прогиб; VII – Северо-Кавказское поднятие; VIII – грабен-синклиний Передового хребта; IX – Главнокавказский антиклинорий; X – Складчатая зона (синклиний) Южного склона; XI – Закавказское поднятие



ОСНОВАНИЕ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ ПРЕДКАВКАЗЬЯ И РАВНИННОГО КРЫМА

Первые схемы строения палеозойского основания Скифской плиты были предложены А.Д. Архангельским, М.В. Муратовым, В.Е. Ханним. Позже много ценного внесли работы Г.М. Аладатова, И.О. Брода, М.С. Буршгара, А.Я. Дубинского, А.И. Дьяконова, Н.А. Крылова, А.И. Летавина, В.Н. Любофеева, Я.П. Маловицкого, М.Ф. Мирчинка, Л.Г. Плахотного, К.О. Ростовцева и др. К настоящему времени установлено, что складчатые структуры фундамента Скифской плиты образуют герцинскую систему или область, именуемую Перизвксин-Туркменской (А.Я. Дубинский), Южно-Русской (М.С. Буршгар), Скифско-Бухарской (М.В. Муратов).

По данным буровых скважин, дополненным геофизическими сведениями, палеозойские и иногда более древние отложения выходят во всех структурных зонах к подошве платформенного чехла. В пределах вала Карпинского обнаружены каменноугольные и пермские породы, на восточном погребении Ростовского выступа, на Ставропольском своде, в зоне Манычских прогибов, в основании Армавино-Невинномысского и Прикумско-Тюленевского валов, на Новоселовском поднятии в Крыму и в других структурах вскрыты девонские и каменноугольные толщи, под Восточно-Кубанским прогибом распространены преимущественно допалеозойские образования. В нескольких районах в основном в тафрогенных структурах встречены верхнепермские и, возможно, другие верхнепалеозойские отложения. Вместе с тем в большинстве скважин палеозойский фундамент пробурен всего лишь на глубину нескольких или десятков метров, очень редкие скважины вскрывают палеозойские отложения на 100–200 м и более и всего две–три из них (Красногвардейская скв. 5 и др., рис. 10) прошли по породам каменноугольного возраста 1000 м и более.

Стратиграфический очерк

Настоящий раздел написан автором по данным опубликованных работ с использованием сведений, полученных во время бесед с А.И. Летавиным (ИГиРГИ), А.Я. Дубинским, и Н.А. Маценко (ВСЕГЕИ) и Ю.Н. Швембергером (ВНИГНИ) и просмотра керн скважин. В фундаменте Скифской плиты можно выделить несколько структурно-вещественных комплексов пород, которые не всегда имеют сплошное площадное распространение и в ряде случаев лишь частично перекрывают друг друга.

Архейско-нижнепротерозойский комплекс пород слагает фундамент Ростовского выступа Украинского кристаллического щита [Шарданов, Любофеев, 1968; Волхонина, 1969] и продолжается к юго-востоку в Егорлыкско-Ипатовскую зону, где он в сильно переработанном виде залегает под более молодыми комплексами пород (Ульяновская скв. 1, см. рис. 10).

Более широко распространен комплекс пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев (комплекс зеленых сланцев, по А.Я. Дубинскому и Н.А. Маценко). Он обнажается на поверхности в Лабино-Малкинской зоне в Северном Приэльбрусье, где представлен двумя согласно залегающими сериями пород [Кизевальтер, 1960; Потапенко, 1967]. Хасаутская серия (~3000 м) состоит внизу из метаморфических биотит-кварцевых, биотит-альбит-кварцевых и других сланцев, в средней части из амфиболовых и хлоритовых сланцев, порфиридов и порфиритоидов, туфоидов двуслюдяных и других сланцев, конгломератов с галькой плагиогранит-порфиридов, филлитов, металевролитов и мраморов, а в верхней части из метатуффитов и серицит-хлоритовых сланцев. Чегемская серия (~3000 м), более сильно метаморфизованная и дислоцированная, представлена зелеными и кварцитовыми сланцами и тонкозернистыми альбитовыми гнейсами, образовавшимися по аркозовым, кварцевым и граувакковым песчаникам и алевролитам, туффитам, туфопесчаникам и известковым породам.

Докембрийский возраст хасаутской и чегемской серий определяется по несогласному перекрытию их в бассейне р. Малки урлешской свитой, возраст которой соответствует ордовику – нижнему силуру (Л.Д. Чегодаев), по остаткам водорослей из сланцев хасаутской серии, показывающих, что они не древнее синия (Б.М. Тимофеев), по значениям изотопных измерений слюдяных сланцев р. Даут – 870 млн. лет (Rb-Sr) и гранитоидных интрузий, прорывающих хасаутскую свиту, – 645–500 млн. лет. (K-Ar) [Афанасьев и др., 1973; Аянов и др., 1974]. Эти данные сви-

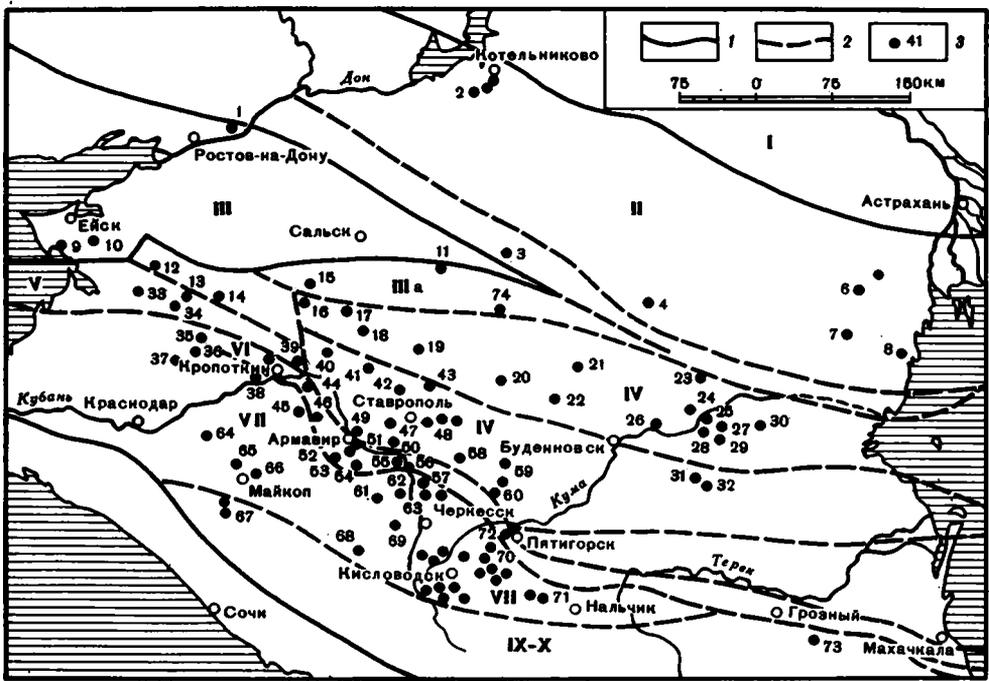


Рис. 10. Схема расположения скважин, упомянутых в тексте

1 — границы главных тектонических областей; 2 — границы тектонических зон; 3 — скважины: 1 — Новочеркасская, 2 — Котельниковские, 3 — Белая глина, 4 — Ики-Бурульская, 5 — Михайловская, 6 — Промысловская, 7 — Джанайская, 8 — Каспийская, 9 — Ясенская, 10 — Новошербиновская, 11 — Ульяновская, 12 — Новоминская, 13 — Ленинодарская, 14 — Павловская, 15 — Песчанокопская, 16 — Белоглинская, 17 — Привольненская, 18 — Красногвардейская, 19 — Кировская, 20 — Петровская, 21 — Мирненская, 22 — Благодарненская, 23 — Арбали, 24 — Величаевская, 25 — Зимняя Ставка, 26 — Новокумская, 27 — Молодежная, 28 — Озек-Суат, 29 — Култатская, 30 — Южно-Буйнакская, 31 — Стальская, 32 — Копиевская, 33 — Каневская, 34 — Челбасская, 35 — Южно-Леушковская, 36 — Выселковская, 37 — Великая, 38 — Кропоткинская, 39 — Кавказская, 40 — Расшеватская, 41 — Гаевская, 42 — Северо-Ставропольская, 43 — Казинская, 44 — Митрофановская, 45 — Соколовские, 46 — Армавирские, 47 — Сенгелевская, 48 — Ставропольские, 49 — Николаевская, 50 — Надзорненская, 51 — Александровская, 52 — Советская, 53 — Южно-Советские, 54 — Трехсельская, 55 — Невинномысская, 56 — Ровнинская, 57 — Барсуковская, 58 — Янкульская, 59 — Александровская, 60 — Нагутские, 61 — Чайкинская, 62 — Кочубеевская, 63 — Первохерсонская, 64 — Великовская, 65 — Майкопские, 66 — Кужорская, 67 — Дагестанская и Ширвинская, 68 — Урупская, 69 — Фроловская, 70 — Зольские, 71 — Баксанские, 72 — Кавминводская, 73 — Элистанжи, 74 — Ипатовская; I-X — то же, что на рис. 3

детельствуют о рифейском возрасте докембрийских образований и позволяют считать, что они образуют байкальский структурный комплекс.

Севернее в Предкавказье известны сходные породы — амфиболитизированные порфириитоиды (Родниковская, Чайкинская площади), кварц-хлорит-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы, апоэффузивные породы кислого и среднего состава (Майкопские, Черкесские, Ипатовская и Беломечетская скважины), различные слюдяные сланцы (Майкопская, Косиновская, Чайкинская, Родниковская, Ровнинская площади), мусковит-альбит-кварцевые сланцы и гнейсы (Южно-Леушковская скважина), кварц-сланцевые с хлоритом альбитизированные узловатые сланцы (Кужорская скважина). Радиометрические данные об их возрасте очень немногочисленны, значения колеблются от 410 до 470 млн. лет, отражая, вероятно, аргоновое омоложение. Местами в кернах отмечается плагиогранитизация.

Они образуют складчатые структуры, местами, видимо, очень сильно раздробленные и раздавленные, о чем свидетельствуют тектонические брекчии (425 м в скв. Южно-Леушковской) и сильно милонитизированные гранитоиды. Не исключено, что в описываемый комплекс пород частично объединены как более древние добайкальские образования, так и более молодые герцинские, которые при существующей степени изученности разделить не представляется возможным.

Зеленосланцевый комплекс пород находит свое прямое продолжение западнее в Равнинном Крыму, где скважинами вскрыты различные сланцы, образовавшиеся

по эффузивам и туфам основного и среднего состава, по песчано-глинисто-карбонатным и вулканогенно-осадочным породам. В кернах фиксируется мелкая сложная складчатость. Иногда встречаются массивные тела зеленокаменных диабазов (В.Г. Бондаренко, 1972 г.). Большинство исследователей относят его в Крыму, по разным косвенным соображениям, также к байкалидам [Муратов и др., 1968; Плахотный, 1969].

Следующие более молодые комплексы пород фундамента Предкавказья относятся к палеозою. В северной краевой части Скифской плиты в Егорлыкско-Ипатовской зоне их нижняя часть, носящая черты субплатформенных образований, залегает поверх зеленосланцевого и кристаллического комплексов. Палеозойские отложения Предкавказья разделяются на три неравнозначных комплекса. Нижний геосинклинальный складчатый и метаморфизованный комплекс включает среднепалеозойские — девонские и каменноугольные отложения. Второй, отделенный от нижнего несогласием и крупным стратиграфическим перерывом, распространен sporadически и представлен неморскими и вулканическими образованиями верхнего палеозоя. Третий комплекс, в низах которого местами распространены верхнепалеозойские морские отложения, сложен в основном триасовыми и лейасовыми толщами. Он часто именуется переходным или тафрогенным (А.И. Летавин, Н.А. Крылов и др.), и его выделение вызвало много споров и критических выступлений (см. работы А.Е. Шлезингера, Р.Г. Гарецкого, Н.Я. Кунина, М.С. Бурштара и др.).

На эродированные складчатые палеозойские и триасовые толщи ложатся с несогласием различные комплексы платформенного чехла — юрские, меловые и палеогеновые.

Нижний, среднепалеозойский комплекс сложен разнообразными, осадочными и реже вулканическими слабо метаморфизованными породами. Они часто не совсем правильно именуется в целом черными сланцами. На самом деле здесь, кроме действительно широко распространенных темных глинистых сланцев, присутствуют и многие другие породы, часто рассланцованные и внешне напоминающие глинистые сланцы.

В кернах различных скважин описываются песчано-алевритовые породы, изредка конгломераты, гораздо чаще встречаются филлиты и глинистые сланцы. Значительную группу пород составляют углистые песчано-глинистые и кремнистые сланцы, известны хлоритовые, серицитовые, хлорит-серицитовые и слюдястые сланцы зеленовато-серого и красно-бурого цветов, изредка встречаются доломиты и мраморизованные известняки. В 1000 м разреза Красногвардейской скв. 5 чередуются глинистые сланцы, алевролиты и полимиктовые песчаники. Общая мощность пород комплекса предполагается порядка 3—4 км.

Особый интерес представляют вулканические породы. Об их распространенности в фундаменте Предкавказья известно пока очень мало. Прослой туфов имеются среди песчаников в Ново-Минской скважине, среди глинисто-хлоритовых сланцев в Невинномысской и в Журавско-Благодарненской скважинах. На Левокумской площади встречены туфопесчаники и кварцевые порфиры. В Ульяновской скв. 1 вскрыты диабазы (по породе 235 млн. лет, К—Аг). Относительно более часто встречаются вулканогенные породы в фундаменте Армавино-Невинномысского вала: метаморфизованные андезитовые и дацитовые порфириты, зеленокаменные диабазы и рассланцованные туфы, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками (в скважинах на Невинномысской, Советской, Южно-Советской, Трехсельской и других площадях).

Попытки выделить среди среднепалеозойских отложений какие-то отличные друг от друга по литологическому составу, степени метаморфизма, дислоцированности и так далее комплексы, очертить площади их распространения и отнести их на основе скудных палеонтолого-палинологических данных к девонской и каменноугольной системам, с выделением в ряде случаев отделов, пока успеха не имеют [Белов, 1976].

Фаунистические определения возраста пород среднепалеозойского комплекса имеются в двух местах. В керне Песчанокопской скважины в прослое органогенно-обломочного известняка встречены фораминиферы, датирующие турнейский и визейский ярусы. В керне Красногвардейской скважины в песчаных органогенно-обломочных известняках обнаружены фораминиферы визейского возраста.

Споры и пыльца позднего девона определены в породах из Невинномысской и в нижней части Песчанокопской скважины, а среднего — позднего девона и позднего девона — раннего карбона — на Александровской площади к западу от Прикумьска. Каменноугольные споры известны из керна Выселовской, Успенской, Сзек-Суатской скважин. В алевролитах из Кировской скв. 1 имеются остатки *Lepidophloios* sp., датирующие наюр-башкирский возраст пород.

Все эти данные свидетельствуют о среднепалеозойском (девонско-каменноугольном) возрасте пород рассматриваемого комплекса. Весьма вероятно присутствие среди них и более древних палеозойских отложений, а верхний предел возраста этого комплекса более молодой, чем на Северном Кавказе, — среднекаменноугольный.

С этим комплексом связаны два типа гранитоидных интрузий, сопоставляемых с гранитоидами Северного Кавказа [Дубинский и др., 1969]. Доверхнепалеозойские гранитоиды представлены сложным комплексом пород, включающим габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и плагиограниты (скважины Баксанской, Зольской, Кавминводской, Северо-Нагутской, Соколовской, Привольненской, Дагестанской, Кочубеевской, Радыковской и др. площадей, см. рис. 10).

Среди верхнепалеозойских гранитоидов выделяются микроклиновые и биотитовые граниты, гранодиорит- и гранит-порфиры, биотитовые и биотит-рогообманковые гранодиориты (Первохерсонская, Надзорненская, Барсукская, Урупская и другие скважины, см. рис. 10). Первые образуют обычно небольшие рвущие тела, а вторые рисуются А.Я. Дубинским и другими, исходя из анализа буровых, гравитационных и магнитных данных, в виде крупных батолитовых тел. В ряде скважин встречаются также кварцевые сиенито-диориты. Возраст палеозойских гранитоидов Предкавказья, помимо фактов прорывания ими пород нижнего (D-C₁) комплекса, подтверждается радиологическими измерениями — 230–320 млн. лет (K-Ar).

Второй верхнепалеозойский комплекс континентальных отложений распространен ограниченно (см. рис. 3), он заполняет, как и в более южных зонах Передового и Главного хребтов, небольшие наложенные впадины и грабенообразные депрессии. В Центральном и Западном Предкавказье он несогласно перекрыт меловыми отложениями. Породы рассматриваемого комплекса представлены почти неметаморфизованными слабо дислоцированными, преимущественно красноцветными (но также серо- и пестроцветными) отложениями. Это конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и изредка мергели. Конгломераты и (местами) конгломерато-брекчии мелко- и среднегалечные, изредка крупногалечные, полимиктовые, с галькой кварца, филлитов, кремнистых пород, глинисто-сланцевых, кремнисто-карбонатных и других сланцев, мраморизованных известняков, кислых эффузивов, песчаников и алевролитов. Изучение автором состава гальки из конгломератов Северо-Ставропольской скважины (Восточная часть Расшеватского грабена) показало присутствие большого количества яшмовидных пород первично радиоляритового состава.

В немногих местах (Советская площадь, Расшеватский грабен) среди красноцветов присутствуют прослои вулканогенных пород — туфопесчаников, туфов, туфогенных аргиллитов и туфоконгломератов, андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, лавобрекчий и игнимбриков. На Нагутской площади верхнепалеозойские экструзивные образования — липарит-дацитовые, плагиоклазовые порфириты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры — прорывают среднепалеозойские кремнисто-серцитовые сланцы.

Мощность верхнепалеозойских конгломерато-брекчий в Расшеватском грабене около 1000 м [Дубинский, 1972], а вверх они переходят в песчано-глинистые пестроцветные отложения нижнего триаса [Лозовский и др., 1976]. Мощности того же комплекса отложений в Ясенской скважине 263 м, в остальных местах десятки и сотни метров.

Возраст второго комплекса отложений фаунистически не обоснован. По стратиграфически несогласному положению между нижним комплексом и мезозойским платформенным чехлом он может быть в целом отнесен к верхнему палеозою, скорее всего к перми.

Третий комплекс целиком в работе не рассматривается. Морские верхнепалеозойские отложения этого комплекса распространены на севере Западного Пред-

Кавказа и в пределах Адыгейского выступа. В основании Каневско-Березанского вала они залегают под триасовыми отложениями, образуя, видимо, нижнюю часть синклиория. Они вскрыты Каневской и Челбасской скважинами, где описаны карбонатно-кремнистые, углисто-карбонатные, карбонатно-глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники с единичными прослоями известняков. Известняки в Челбасской скважине коричневатые-серые, псевдооолитовые, доломитизированные, содержат обломки брахиопод, мшанок, гастропод, членики морских лилий, иглы морских ежей, остатки кораллов и остракод. Комплекс фораминифер, встречаемый среди них, в целом отвечает верхнему палеозою и содержит отдельные виды, распространенные от намюра до верхней перми. Н.А. Редичкин считает его позднекаменноугольно-раннепермским. В Ленинградской скважине описаны мергели красноцветные, слегка алевролитистые, с примесью лимонита (1,5 м), содержащие остатки остракод и позднепалеозойских фораминифер.

А.И. Летавин [1978], по сопоставлению с верхнепермскими известняками площади Великой и Восточно-Крыловской, залегающими стратиграфически на верхнепалеозойских гранитах, склонен считать рассматриваемый комплекс верхнепермско-нижнетриасовым. Местоположение синклиория хорошо коррелируется с распространением западнее в районе Тарханкутского полуострова Крыма верхнепалеозойских морских отложений, вскрытых рядом скважин и определяющих, вероятно, западное продолжение синклиория.

В Восточном Предкавказье в основании разреза третьего комплекса широко распространены красноцветные образования, сходные с породами второго комплекса. Они согласно переходят в отложения триаса и обычно датируются как пермтриас. Вероятно, кроме низов триаса, они охватывают верхнюю пермь или верхи верхней перми, но не исключено, что это целиком нижнетриасовые образования (В.Р. Лозовский, И.А. Добрускина).

Некоторые проблемы структуры и возраста

Герцинские структуры фундамента Скифской плиты построены сложно и, вероятно, сложнее, чем мы себе можем представить в настоящее время. Кроме всего прочего, покровные структуры, лишь недавно открытые в Передовом хребте, указывают на возможность распространения шарьяжей и в Предкавказье.

Схема тектонического строения (см. рис. 3), составленная в первом варианте А.И. Летавиным и А.А. Беловым, затем была несколько изменена последним. Она оказалась принципиально сходной со схемой Д.С. Кизевальтера [1967], за исключением лишь представления о роли триасовых отложений в строении фундамента Западного Предкавказья и схемой А.И. Левитана [1972]. Изображенная на рис. 3 картина нуждается в некоторых пояснениях.

К юго-юго-западу от Ростовского выступа скважинами вскрыты среднепалеозойские породы, смятые в различной степени сложности складки и прорванные средне-верхнепалеозойскими гранитоидами. В целом они образуют Предкавказский синклиорий, отличающийся также по характеру аномалий магнитных пород в фундаменте [Летавин, 1972]. В центральной части на севере он наложен на краевую часть Ростовского выступа (Егорлыкско-Ипатовская зона), переработанную байкальскими и герцинскими тектоно-магматическими процессами. Скважинами здесь вскрыты дорифейские кристаллические сланцы и плагиогранито-гнейсы, зеленосланцевый комплекс, маломощные (250–300 м) терригенно-сланцевые среднепалеозойские отложения, образующие чехол на метаморфическом фундаменте, и герцинские диориты и нормальные граниты, рвущие все вышеперечисленные толщи (скважины Ульяновская, Ипатовская, Южно-Джалгинская, Приманычская 3 и др.).

В средней части синклиория проходит зона Срединно-Предкавказских разломов, разделяющих его на две ступени, южная из которых, вероятно, более приподнятая. Вдоль этой системы разломов, как и вдоль Маньчских разломов (ограничивающих с юга Донбасско-Промысловскую зону), расположены грабенообразные впадины, выполненные верхнепалеозойскими и триасовыми орогенными образованиями. Третья группа молассовых впадин тяготеет к Кропоткинско-Невиномысской зоне. На северо-западе Предкавказский синклиорий погружается под более молодую синклиорийную структуру – Приазовский синклиорий, наложенный на него.

Крымско-Предкавказский антиклинорий сложен комплексом докембрийских зеленых сланцев и других метаморфических пород и прорывающих их герцинских интрузий; в районе Минеральных вод они выступают на поверхность. Восточнее г. Нальчика под Терско-Каспийским краевым прогибом антиклинальная структура может быть прослежена на основании геофизических данных, в частности по характеру трансформированного магнитного поля [Летавин, 1972].

Относить Крымско-Предкавказский антиклинорий к категории срединных массивов не представляется возможным, так как не доказана его жесткость и стабильность в продолжении герцинского этапа развития и даже, наоборот, имеются данные о значительной дислоцированности его ядра (скв. Южно-Леушковская и др.); на нем отсутствуют отложения типа чехлов срединных массивов [Муратов, 1974].

История тектонического развития Предкавказья в домезозойское время хорошо коррелируется с развитием Большого Кавказа. Здесь также к началу палеозоя сформировался складчато-метаморфический фундамент, соответствующий, вероятно, коре субконтинентального типа. Краевая часть Палеотетиса развивалась в основном на этой коре. О существовании здесь к началу палеозоя участков с корой океанического типа или о новообразовании их пока нет никаких данных. Комплексы пород, распространённые, например, в основании Армавири-Невинномысского вала, свидетельствуют, скорее, о существовании там в среднем палеозое зоны типа внутреннего рифта или островной дуги. Остальная же территория Предкавказья представляла собой в это время обширное краевое море, захватывающее в северной своей части континентальный склон Восточно-Европейской платформы.

Складчатость в Предкавказье произошла в послепермское время, т.е. позже, чем на Большом Кавказе. Учитывая, что в Донбасско-Промысловой зоне она проявилась в послераннепермское время, можно думать, что это закономерное явление миграции складчатости в сторону платформы. О процессах вещественного преобразования земной коры свидетельствуют метаморфизм и магматические проявления, в основном образование гранитоидов, в начале натриевых, а затем калиевых.

В Предкавказье относительно бедно представлены каменноугольно-пермские молассовые и вулканические образования. Видимо, эта область представляла собой обширное поднятие, расчлененное немногочисленными грабенообразными впадинами. К пермскому времени здесь имелись уже все признаки — показатели формирования континентальной коры. Фундамент Скифской плиты, следовательно, должен быть признан герцинским. Мнение о его карельском возрасте от Ставропольского свода к востоку до Закаспия [Резанов, Шевченко, 1978] не может быть принято потому, что в этом случае пришлось бы рассматривать и герцинский; и байкальский комплексы в качестве платформенного чехла. Их выдержанная мощность (в среднем 3—4 и 5—10 км соответственно), вычисленная по данным сейсмического зондирования, не отражает истинных величин. Думается, что физические свойства пород в процессе их эволюции меняются, а сейсмические раздели фиксируют лишь изменения физических свойств и не являясь всегда историко-геологическими границами. Формационные типы отложений, вскрытых скважинами, их высокая часто степень метаморфизма, магматические проявления и складчатая структура противоречат пониманию этих комплексов как платформенных.

В конце перми произошли обширные опускания, связанные со следующим этапом развития. В отношении смысла этого "переходного" этапа, в споре о его роли в развитии молодых платформ юга СССР хочется обратить внимание на следующее. Поскольку конец этого этапа в Предкавказье и на юге Туранской плиты довольно точно совпадает с раннекембрийской эпохой складчатости и концом орогенной стадии, последовавшей за этой эпохой ($T_3 - J_1$), то логично предположить, что и весь переходный этап каким-то образом связан с раннекембрийским этапом развития, с областью позднепалеозойского Тетиса, располагавшейся непосредственно к югу от герцинской складчатой области. Представляется, что так называемый переходный комплекс является образованием краевых морей, в пределах которых обособлялись отдельные узкие грабенообразные прогибы и более широкие прогибы и поднятия. В целом он наложен на герцинский фундамент и даже на краевую часть древней платформы. А.И.Летавин [1978] выделил внутри "переходного" комплекса два структурных этажа, нижний из которых отвечает стадии опусканий ($PZ_3 - T_2$), а верхний — орогенной стадии ($T_3 - J_1$), что подтверждается изменением формационных типов пород.

К юго-востоку структуры Палеотетиса продолжают под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений через Каспийское море в фундамент юго-западной части Туранской плиты. Эту территорию к юго-западу от Мангышлакско-Гиссарской зоны разломов М.В. Муратов предложил именовать Туркмено-Бухарской плитой, продолжающей Скифскую плиту. В ее основании В.А. Буш, Р.Г. Гарецкий и Л.Г. Кирюхин [1975] выделили Закаспийскую герцинскую систему¹.

Структура фундамента показана на рис. 11. В его составе выделяются блоки высоко метаморфизованных пород, многими рассматривающиеся как древние образования протезойского возраста, связанные с байкальскими или добайкальскими этапами развития. Некоторые из них испытали глубокую герцинскую магматическую и метаморфическую переработку. Выделяются Южно-Мангышлакский, Карабогазский и Каракумо-Байсунский массивы и разделяющие их складчатые системы герцинского и раннекиммерийского возраста. В основании платформенного чехла широко распространены молассы и вулканы герцинского орогенного комплекса. Все эти структуры выделены преимущественно по данным буровых скважин и геофизическим полям.

Характеристика распространенных здесь комплексов отложений дана по работам В.С. Князева и др. [Фундамент. . . , 1970], Р.Г. Гарецкого [1972], Р.Г. Гарецкого и др. [1972], В.А. Буша и др. [1975], Р.Г. Гарецкого, Л.Г. Кирюхина [1974], В.А. Буша, Л.Г. Кирюхина [1976], А.Е. Шлезингера [1974]. В этих работах имеются ссылки на исследования других геологов и геофизиков, изучавших эту территорию.

Наиболее древний комплекс фундамента известен в ядрах Каракумского и Карабогазского сводов, в зоне Центрально-Устьюртских поднятий, в районе Туаркыра и на Сарыкамышской перемычке. На Карабогазском своде на северо-западе Красноводского полуострова имеются гнейсы, амфиболитовые и другие кристаллические сланцы, условно считающиеся докембрийскими. Большую же часть этого массива занимают более молодые граниты — 450—300 млн. лет (К-Ar). Встреченные здесь габброиды дали значения 352 и 242 ± 5 млн. лет (К-Ar). Перекрывающие граниты отложения относятся к верхнекаменноугольному — пермскому комплексу.

На Каракумском своде известны вулканогенно-осадочные отложения, регионально метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев с наложенным более поздним контактовым метаморфизмом. Здесь описаны полимиктовые песчаники и алевролиты, углисто-слюдисто-хлорито-кремнистые сланцы, фельзит-порфиры и андезитовые, андезито-дацитовые, плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфолавы. Скважинами в районе Коюн вскрыты зеленокаменноизмененные эффузивы. Вся толща датируется условно как верхний силур—девон по сопоставлению с диабазами и спилитами Кызылкумов, Султануздага и Бухаро-Хивинской зоны. Она прорвана гранитами, аналогичными карабогазгольским и разделяющимися на два комплекса: микроклиновые граниты с изотопным возрастом 352—302 млн. лет и заключенные в них в виде ксенолитов более древние граниты — 425 млн. лет. Становление гранитов на обоих сводах происходило длительно [Куприн, 1974]. Кроме упомянутых, имеется жильная серия, сопровождающая микроклиновые граниты — гранит-порфиры, аплиты, пегматиты, 250, 225 млн. лет (К-Ar).

В зоне Центрально-Устьюртских поднятий вскрыты кварц-хлорит-серицитовые сланцы, филлиты, пестроцветные песчаники и конгломераты ($S_2?$), на них с угловым несогласием залегают мраморы и мраморизованные доломиты (D_2 — $D_3?$).

Спилиты и диабазовые порфириты, габброиды, глинистые и кремнистые сланцы, кварциты уже давно известны в обнажениях в Туаркыре. М.М. Судо [1978] сообщает о выведенном на поверхность по разломам "сложном комплексе измененных основных и ультраосновных пород", перекрытых несогласно красноцветами перми. Восточнее этих выходов скважинами (Аламанёл, Кумсебшен) вскрыты дислоцированные сероцветные песчано-глинисто-сланцевые толщи. Для первых предполага-

¹ М.А. Ахмеджанов и О.М. Борисов [1975] всю территорию Скифской и Туркмено-Бухарской плит рассматривают как единый краевой массив, бывшее продолжение фундамента Восточно-Европейской платформы, с чем вряд ли можно согласиться.

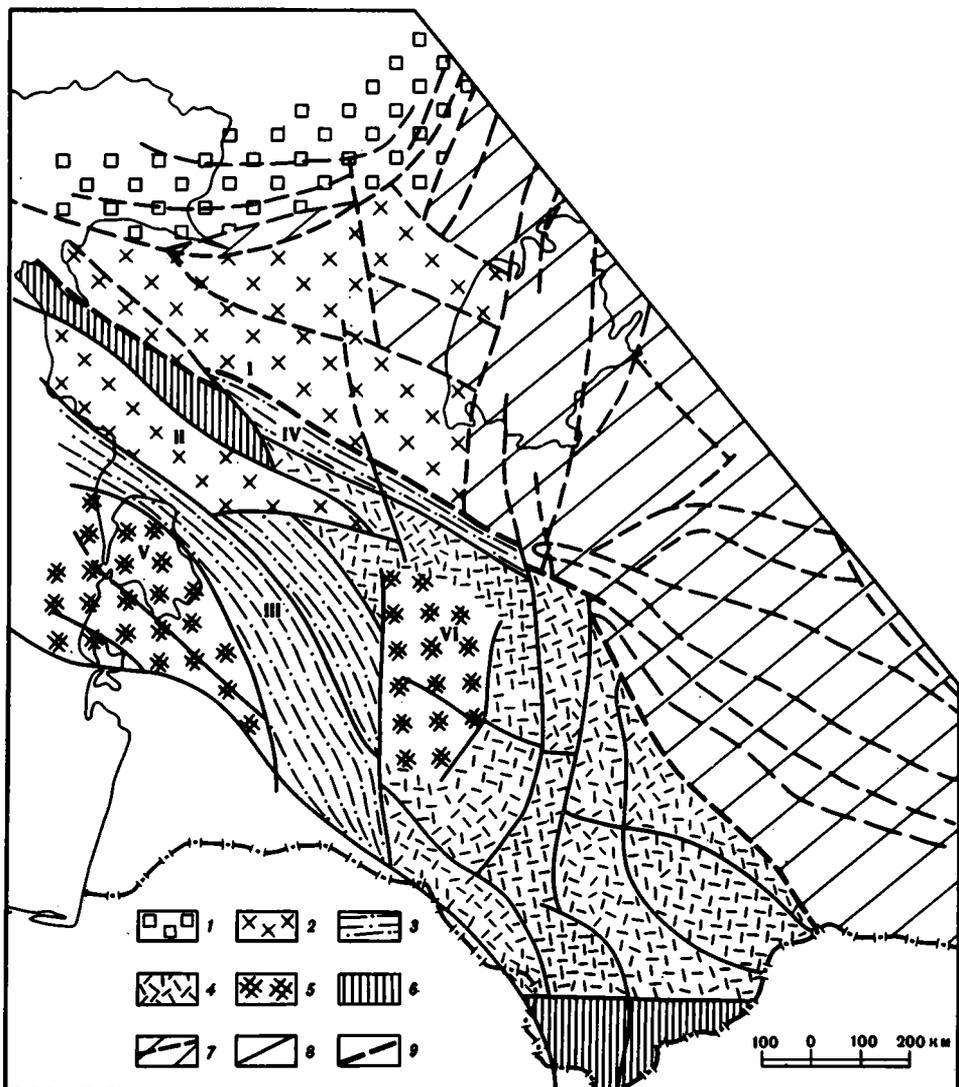


Рис. 11. Схема строения фундамента юго-западной части Туранской плиты, по В.А. Бушу и др. [1975]

1 – Карельский фундамент Русской плиты; 2 – байкальские массивы (I – Северо-Устьюртский, II – Южно-Мангышлакский); 3 – герцинские складчатые системы (III – Туаркырская, IV – Центрально-Устьюртская); 4 – нерасчлененные герциниды; 5 – гранитизированные участки герцинид, возможно с фрагментами более древних сналических массивов (V – Карабогазский свод, VI – Каракумский свод); 6 – раннекиммерийские складчатые зоны; 7 – структуры Урало-Монгольского пояса и их границы; 8 – важнейшие разломы; 9 – границы Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов

ется среднепалеозойский возраст, а вторые отнесены к нижнему карбону. В южной части Туаркырской зоны на площади Модар вскрыты меланократовые габброиды, массивные или измененные и превращенные в метагаббро и амфиболиты, участками интенсивно катаклазированные и милонитизированные. Их возраст методом сравнительной дисперсии двупреломления определен как раннедевонский (386 млн. лет). Кроме габброидов, здесь же известны темные известняки и алевролиты с раннекаменноугольными фораминиферами и остракодами. В северной части Туаркырской зоны на площади Южный Аламурын обнаружены зеленые кварц-хлорит-биотит-мусковитовые сланцы.

На основании этих данных выделяется Туаркырская складчатая система, развившаяся из эвгеосинклинальной зоны [Гарецкий, Кирюхин, 1974]. По интенсивным линейным магнитным и гравитационным аномалиям северо-западного простирания

можно предположить, что Туаркырская система следует вдоль офиолитовой зоны, которая протягивается через Средний Каспий на соединение с зоной Передового хребта Северного Кавказа. К юго-востоку она прослеживается до границ с Копетдагом. В Саракамышской седловине Курганская скв. 1 вскрыла фундамент Южно-Мангышлакского массива: под розовыми гранитами — зеленые амфиболовые сланцы, диафторезированные, катаклазированные и милонитизированные. Радиометрические определения возраста сланцев дали значение 585 ± 25 млн. лет (K-Ar). По существу, кроме этого значения, нет никаких доказательств присутствия древних докембрийских пород на рассматриваемой территории. Разделение на массивы и складчатые зоны проведено по геофизическим данным, отражающим результаты интенсивных процессов гранитизации и метаморфизма или их отсутствие. Первоначально, возможно, и те и другие структуры представляли собой палеозойские геосинклинальные и океанические образования, хотя присутствие элементов докембрийской сиалической коры более вероятно в пределах массивов, чем в пределах складчатых зон. Иными словами, проблема заключается в квалификации зон интенсивного повторного гранитообразования либо как докембрийских срединных массивов типа Кокчетавского, либо как зон, возникших позднее внутри развивающейся геосинклинальной области типа Армориканского или Улутавского массива [Розен, 1976].

Представляется более перспективным рассматривать большую часть фундамента Туркмено-Бухарской плиты как герцинское образование тем более, что и с Кавказа и из Северного Афганистана в пределы этой закрытой территории продолжают герциниды. Среди них, вероятно, имеются и фрагменты более древних структур, однако их размеры, по-видимому, более скромные, чем это принято показывать сейчас на тектонических картах.

В пределах герцинид фундамента плиты с большой степенью вероятности можно предполагать присутствие покровно-складчатых структур, подобных распространенным во всех смежных с этой территорией открытых районах — на Северном Кавказе, в Кызылкум-Алайской системе и на Северном Памире. Естественное, что распознавание таких структур на закрытых территориях — задача чрезвычайной трудности, тем более, что часть из них могла подвергнуться позднему метаморфизму, связанному с гранитизацией, как это имело место, например, в Главном Кавказском хребте.

Следующий выше комплекс отложений чаще всего именуется орогенным или переходным. Он образует нижнюю доплатформенную часть чехла Туранской плиты [Гарецкий и др., 1972] и подразделяется на три серии. Нижняя серия представлена ниже-среднекаменноугольными отложениями, вскрытыми скважинами по бортам Дарьялык-Дауданского прогиба и на Сарыкамышской перемычке. Их нижняя граница нам не известна. Наиболее полный разрез этой серии (428 м) вскрыт в скв. 4 Курганчик; где она подразделена на две толщи. Нижняя толща (287 м) кислых пирокластических пород, известняков и аргиллитов с окаменелостями турне и башкирского возраста сечется интрузивными телами плагиоклазовых порфириров и гранитоидами позднего карбона — ранней перми. Чередование в разрезе разновозрастных пачек, возможно, свидетельствует о тектоническом сдвиге. В.А. Буш и Л.Г. Кирюхин [1976] указывают на московский возраст нижней толщи. Верхняя толща средних и основных пирокластических пород здесь по аналогии с районом Гиссарского хребта отнесена к среднему карбону, не исключен ее более молодой возраст.

В.С. Князев и др. [Фундамент . . . , 1970] выделили эту серию под названием сероцветной морской вулканогенно-терригенной формации и позже отнесли [Князев и др., 1975] ее к геосинклинальным формациям. Ее аналоги могли бы быть вулканогенно-осадочные толщи намура — башкирского яруса Гиссара и Северного Памира, накапливавшиеся непосредственно перед эпохой складчатости и шарьирования. В.С. Князев, А.М. Чарыгин и Г.М. Титова указывают на отсутствие этих формаций на Каракумском и Карабогазском сводах и приуроченность к складчатым зонам в Центральной Туркмении и Бухаро-Хивинской области, где их мощности достигают 3500 м. Таким образом, представляется, что первая серия должна быть исключена из состава как орогенных комплексов, так и чехольных образований и отнесена к элементам фундамента плиты. Отдельные толщи этой серии напоминают сланцевые толщи фундамента Предкавказья.

Средняя серия распространена значительно шире в юго-западной части Туранской плиты. Ее породы в Каракумах и Северной Туркмении выполняют отдельные прогибы и грабены, расположенные между выступами складчатых и метаморфизованных пород фундамента. На Каракумском и Карабугазском сводах они несогласно залегают на метаморфическом основании. Серия образована молассами и орогенными вулканитами. Молассы состоят из красно- и пестроцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Вулканические породы представлены кислыми, средними и основными лавами и туфами: базальтовыми, трахибазальтовыми, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиридами, липарито-дацитовыми, липаритовыми порфирами. Возраст вулканогенно-молассовой толщи определяется как верхнепалеозойский на основании широких региональных сопоставлений и залегания (скв. 4 Курганчик) над фаунистически охарактеризованными среднекаменноугольными сланцами. Изотопные определения (К-Аг) дали значения, млн. лет: в Хорезмской скважине — 275, авгитовых порфиритов в районе Красноводска — 280, а там же эффузивов, туфов, туфолав и туфобрекчий дацитового состава — 212 и 215, кварцевых порфиров — 241 ± 9 (В.С. Прилуцкий), вулканогенных пород липаритового и липаритодацитового состава на Каракумском своде (площадь Дарваза) — 205, 255, 275.

Мощность рассматриваемых образований превышает 1000 м, а, по данным сейсморазведки, в центральных частях прогибов она, очевидно, превышает 2—3 км. Вулканические и обломочные толщи находятся в сложных стратиграфо-фациальных взаимоотношениях. На Каракумском и Карабугазском сводах, по-видимому, последние этапы становления их гранитных ядер синхронны времени формирования вулканитов средней серии. Отложения средней серии смяты в брахиморфные складки. Прогибы и впадины имеют обычно крутые борта, связанные с крупными разломами, вдоль которых фиксируются резкие градиенты изменения мощностей.

Третья серия, широко распространенная в юго-западной части Туранской плиты, представляет аналог "переходного" комплекса Скифской плиты. Она залегают с перерывом и несогласием на метаморфическом фундаменте, включая карбоновые толщи первой серии [Летавин, 1978], либо почти без несогласий на отложениях средней серии, а перекрыта несогласно юрскими и более молодыми отложениями платформенного чехла. Третья серия, включающая толщи верхней перми и триаса, сложена терригенными типично молассовыми (грубыми конгломерато-песчаниковыми и тонкими песчано-алевролитоглинистыми, часто красноцветными) и молассоидными формациями, преобладающими в нижней и верхней частях формационного ряда (P_2-T_1 и T_3), терригенно-карбонатными толщами в средней или верхней части разрезов (T_1-T_3) и вулканогенными формациями, тяготеющими к верхам серии (T_3). Последние обычно образуют вместе с верхними молассами самостоятельный структурный ярус и отделяются снизу несогласиями. Они представлены разнообразными кислыми, средними и основными эффузивами и туфами. В районе Красноводска В.С. Прилуцкий отметил аляскиты — 207—180 млн. лет (К-Аг). Возраст пород третьей серии обоснован в ряде мест палеонтологически (фораминиферы, аммониты, пелелиподы, спорово-пыльцевые комплексы). Мощность серии значительна — 1—3 км, иногда в особо глубоких прогибах — 8—9 и даже 10—12 км (Мангышлакский прогиб, Предкопетдагская и Северо-Бадхызская впадины). В Карабугаз-Каракумской области пермо-триасовые отложения отсутствуют на сводах и поднятиях, но в разделяющих их впадинах образуют мощные (до 3 км) толщи.

Складчатость, которой подвергся верхний комплекс пород в конце триаса в раннекиммерийскую фазу, была очень неравномерной по интенсивности: от полной с надвигами и глыбово-складчатой в узких зонах, таких, как Мангышлакский Каратау, Туаркырской и других, до плащеобразных пологоскладчатых форм в промежуточных районах [Летавин, 1978].

Мы не будем рассматривать подробно палеозойскую историю развития юго-западной части Туранской плиты, так как изложенный выше материал ясно показывает, что она в целом аналогична другим герцидским областям Палеотетиса (PZ_{1-2} — океаническая и переходная стадии, PZ_3 — орогенная стадия), а выявить какие-либо интересные особенности не позволяет ограниченность данных по закрытой территории.

Более важным представляется рассмотреть вопрос о соотношении Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов. К востоку от Каспийского моря названные

пояса сходятся и границей между ними считается система разломов Сарматско-Туранского линеамента (Н.Ю. Успенская, М.В. Муратов, Р.Г. Гарецкий и др.). Однако эта система разломов к востоку от Аральского моря разделяет всего лишь разные зоны герцинид, имевшие в тектоническом развитии много общего и лишь второстепенные различия. Можно думать, что в палеозое на участке от Аральского моря до Таримского массива Средиземноморский и Урало-Монгольский поясы сливались в единую геосинклинально-океаническую область. В раннем палеозое это было океаническое пространство с несколькими мелкими докембрийскими массивами, подобными Каратегинскому и Байсунскому. К началу среднего палеозоя здесь образовались ядра ранней консолидации, представленные сейчас в виде Карабогазского и Каракумского сводов. Они могли объединить Восточно-Европейскую платформу и Таримский массив через Северо-Устюртский и Афгано-Таджикский массивы, докембрийский возраст фундамента которых также не доказан, в единый континент. На его шельфе образовались среднепалеозойские карбонатные отложения Алая [Буртман, 1976]. Вероятно, в это время впервые Урало-Монгольский пояс был отделен от Палеотетиса. Но могли остаться отдельные проливы, например через Южно-Эмбенскую зону и др. Самые молодые раскрытия (спрединг) в Палеотетисе, судя по материалам Гиссара и Северного Памира, происходили в раннем карбоне. В среднем карбоне океанические бассейны северного Палеотетиса и Урало-Туркестанский замкнулись и на их месте образовалась орогенная область. В южном Палеотетисе (Средний Афганистан, Северный Памир, Майдантагская зона Южного Тянь-Шаня, Куньлунь) сохранились частично океанические условия, геосинклинальный процесс там продолжался до конца триаса и оказывал влияние на расположенные к северу области.

СЕВЕРНЫЙ АФГАНИСТАН И СЕВЕРНЫЙ ПАМИР

Очерк стратиграфии и структуры

Геосинклинальные образования палеозойского возраста вновь появляются широко на поверхности в Северном Афганистане и на Северном Памире. В первом из этих районов они обнажаются в выступах современной структуры и известны по данным бурения, а во втором вместе с Афганским Бадахшаном слагают бо́льшие пространства.

Танымасский разлом¹ отделяет структуру Северного Памира от структур Южного Памира. Его продолжением в Афганистане служит Главный Гиндукушский разлом.

Структура Северного Памира в своей основе герцинская и раннекембрийская, усложненная альпийскими движениями. Внутреннее устройство этой структуры очень сложное. Здесь выделены узкие протяженные зоны, которым до недавнего времени придавалось значение конседиментационных структур: Калайхумб-Сауксайская, Каракульская и Дарваз-Сарыкольская (рис. 12, см. вкл.). Они разделялись краевыми разломами [Бархатов, 1963 и др.]. Однако эти зоны, различающиеся набором стратиграфических подразделений, их составом, магматизмом и внутренней структурой, никак не могут считаться конседиментационными [Чернер, Буданов, 1974]. Вдоль разделяющих их разломов подходят впритык часто разновозрастные и разнофациальные комплексы осадков и вулканических пород.

Крупное значение имеют субвертикальные движения и сдвиги альпийского возраста, особенно вдоль поперечных Памиро-Афганского и Памиро-Каракорумского разломов, смещающих зоны Памира на несколько сотен километров в субмеридиональном направлении [Пейве и др., 1964; Карапетов и др., 1975]. И.В. Архипов и др. [1970] отмечают блоковую структуру Бадахшана, что, вероятно, отражает сдвиговые движения вдоль Памиро-Афганского разлома и крупные неоген-четвертичные глыбовые перемещения.

Уйбулакский разлом, ограничивающий с юга Калайхумб-Сауксайскую зону, резко срезает структуры Каракульской и Дарваз-Сарыкольской зон. С точки зрения доальпийской истории две последние зоны образуют самостоятельную тектони-

¹ Или система разрывов – Ванчский и Танымасский надвиги, Акбайтальская и Рангульская зоны чешуи.

ческую единицу Памира (см. гл. IV), равноценную Калайхумб-Сауксайской зоне. Вместе они противопоставлены Южному Памиру. Таким образом, на Памире выделяются две тектонические единицы первого порядка.

Главные черты тектоники Северного Памира, связанные с герцинской и раннекиммерийской эпохами скупивания, пока еще не поняты. Можно предполагать, что в основе этих структур лежат крупные шарьяжные дислокации, усложненные затем складчатостью и вертикальными разломами. Их расшифровка еще только началась: детальные работы позволили С.В. Руженцеву, И.П. Поспелову и А.Н. Сухову [1977] выявить в районе сел. Калайхумб сложные синформы и антиформы, образовавшиеся в результате смятия покровной системы и, в частности, крупных лежачих складок. Автор поддерживает заключения этой работы в особенности еще и потому, что во время полевых работ 1972 г. на Памире имел возможность лично убедиться в несостоятельности многих общепринятых представлений по геологии этого района. Например, мне не удалось найти нормальных контактов между висхарвской и боршитской сериями, все они оказались тектоническими. Видел я и серпентинитовый меланж, подстилающий толщу основных вулканитов нижнего карбона и олистостромовую толщу под висхарвской и дикзанкоусской свитами, и антиформные структуры.

В связи с этим и в Северном Афганистане можно предполагать существование покровных структур. Пока в отношении герцинско-киммерийских структур Северного Афганистана сведения весьма ограниченные. Известно, что все они имеют субширотное простираие, устанавливаемое на основании поверхностных наблюдений и геофизических методов исследования (в частности, по карте магнитных аномалий [Браташ и др., 1970]). Рэтские отложения Северного Афганистана заполняют отдельные небольшие впадины в эрозионно-тектоническом рельефе, и с них начинается чехол платформ.

Основные сведения по геологии Памира сведены недавно в монографии "Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана" [1976]. Кроме этой работы, во введении которой перечислены почти все геологи, участвовавшие в исследованиях на Памире, а в конце дан обширный список литературы, необходимо отметить еще исследования по тектонике Памира Б.П. Бархатова [1963], М.В. Муратова, И.В. Архипова [1961], А.В. Пейве и др. [1964], С.В. Руженцева [1968, 1971], Э.С. Чернера и В.И. Буданова [1974], В.И. Дронова и Б.Р. Пашкова.

Изучением геологии Афганистана в последние годы занимались многие советские и зарубежные исследователи. Сведения о доальпийских комплексах можно почерпнуть из многих статей и монографий И.В. Архипова, В.И. Браташа, А.Н. Демина, Ю.М. Довгалея, В.И. Дронова, С.С. Карапетова, Ю.М. Калимулина, А.Х. Кафарского, В.П. Колчанова, В.В. Кулакова, Э.Я. Левена, К.Я. Михайлова, В.М. Моралева, Б.Р. Пашкова, Ю.С. Перфильева, И.В. Пыжьянова, И.М. Сборщикова, В.И. Славина, И.И. Сонина, М.А. Чальяна, В.М. Чмырева, а также Ж. Ланга, Г. Меннессе, А. Лаппарана, Г. Андрицкого, О. Ганса, Д. Вайперта, О. Фишера, К. Фезефельдта и др. Сводка данных опубликована в 1980 г. под редакцией В.И. Дронова [Геология. . ., 1980].

Докембрийские (?) метаморфические породы Калайхумб-Сауксайской зоны выделены в боршитскую серию (до 5500 м). Они представлены кристаллическими сланцами (кварц-сланцевыми и др.) и парагнейсами с линзами и горизонтами амфиболитов и мраморов, а также слюдястыми кварцитами и мраморами. Наиболее древними отложениями, перекрывающими стратиграфически в Курговатской подзоне гнейсы и сланцы боршитской серии, являются среднекаменноугольные.

С.В. Руженцев и др. [1977] выделили еще две подзоны: внешнюю Калайхумбскую и внутреннюю Висхарвскую¹, в пределах которых породы боршитской серии первично отсутствовали. Можно высказать предположение, что весь блок пород боршитской серии является аллохтонным, шарьированным в досреднекаменноугольное время.

В висхарвской подзоне (рис. 13) в основании разреза залегает толща (2500 м) кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников и глинистых сланцев висхарвской свиты (V? – 0). Выше с постепенным переходом следует толща (до 1500 м) преиму-

¹ Внешняя подзона часто называется Дарваз-Заалайской, а внутренняя – собственно Калайхумб-Сауксайской или просто Сауксайской.

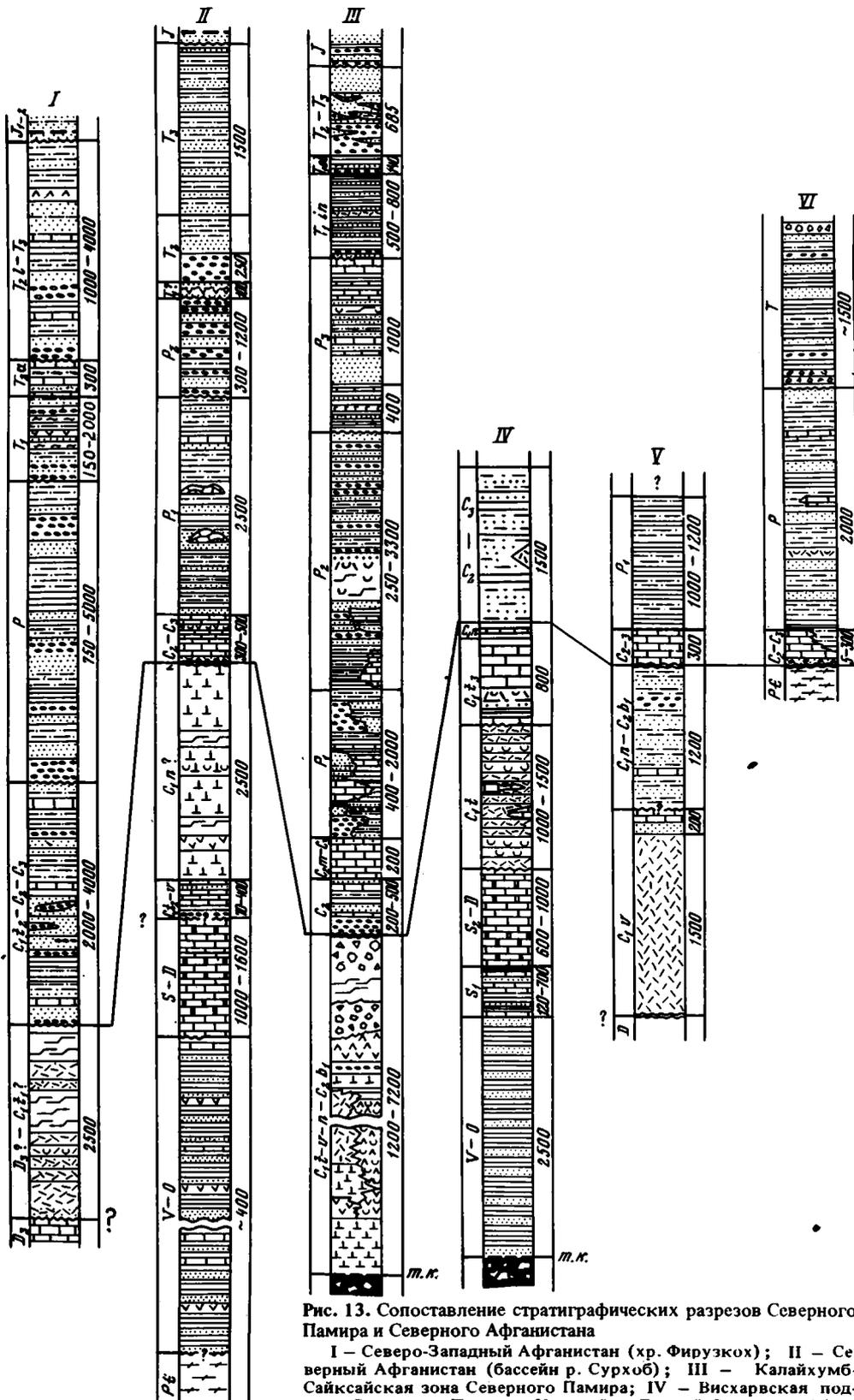


Рис. 13. Сопоставление стратиграфических разрезов Северного Памира и Северного Афганистана

I – Северо-Западный Афганистан (хр. Фирузкох); II – Северный Афганистан (бассейн р. Сурхоб); III – Калайхумб-Сайксайская зона Северного Памира; IV – Висхарвская подзона Северного Памира; V – район Джавай Северного Афганистана; VI – Курговатская подзона Северного Памира. Условные обозначения см. на рис. 7

шественно карбонатных пород дикзанкоусской свиты (S—D). В основании ее расположены глинистые сланцы и известняки с прослоями полимиктовых и кварцевых песчаников нижнего силура (120–700 м), а сверху – массивные известняки и доломиты верхнего силура – девона (600–1000 м) (Ю.А. Сорокин, Н.Г. Власов, А.Х. Кафарский).

Докембрийские и нижнепалеозойские отложения Северного Афганистана изучены слабо. Там имеются гнейсы, метаморфические сланцы, мраморы, метаморфизованные эффузивы и терригенно-сланцевые толщи общей мощностью до 7000 м. Их возраст и стратиграфическое положение определяются по степени метаморфизма и по отличиям от фаунистически охарактеризованных толщ, а также по сопоставлению с разрезами Северного Памира (с боршитской и висхарвской сериями). Выше обычно согласно или с небольшим размывом в предгорьях Западного Гиндукуша (по В.П. Колчанову) залегают существенно известняковые толщи (1000–1600 м) с прослоями кварц-альбит-слюдяных сланцев, плагиопорфиритов, филлитов, алевролитов, гравелитов и конгломератов, которые по сопоставлению с дикзанкоусской свитой Северного Памира датируются силуром – девоном. Они содержат окаменелости девонских кораллов, амфипор и криноидей.

Более молодые палеозойские толщи изучены лучше (см. рис. 13).

Дать в рамках настоящей работы достаточно подробную характеристику осадочно-вулканогенных нижнекаменноугольных образований Северного Афганистана и Северного Памира невозможно. Дело в том, что толщи эти, часто очень мощные и изменчивые по мощностям, чрезвычайно разнообразны по составу и изменчивы по возрасту, хотя и в определенных пределах – от турнейского яруса до низов башкирского яруса. Кроме того, они образуют сложную покровную структуру.

В висхарвской подзоне девонские известняки трансгрессивно перекрыты толщей (до 1500 м) туфосланцев, туфов, лав и субвулканических тел дацито-липаритового состава, содержащей прослой и линзы известняков (фортамбекская и хострогинская свиты). Ее возраст определяется как турне-визейский. К востоку строение свиты усложняется, в ней появляются прослой и толщи конгломератов, песчаников, глинистых сланцев и более основных вулканитов и увеличивается ее мощность.

Следующее подразделение подзоны – известняки обизанкинской (девлоханской) свиты (мощность до 1000 м, сильно меняющаяся) с намюрскими гониатитами в верхней части. Они залегают согласно на подстилающих отложениях со значительным взаимозамещением известняков и вулканитов в зоне контакта. В виде прослоев и пачек в свите содержатся эффузивы и туфы кислого и основного состава, туфопесчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Заканчивается разрез согласно залегающей обихарекской (белеулинской) свитой (до 1500 м), представленной песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями кварцевых альбитофинов. Ее возраст условно принимается как средне-позднекаменноугольный.

Структурно висхарвская, дикзанкоусская свиты и перекрывающие их каменноугольные отложения висхарвской подзоны залегают тектонически на нижнекаменноугольных офиолитах и островодужном комплексе Калайхумбской подзоны, образуя сложно смятую покровную структуру [Руженцев и др., 1977]. Продолжением висхарвской подзоны в Северном Афганистане можно считать зону Джавай [Пьджьянов, Сонин, 1977].

Южнее в Курговатской подзоне известняки курговатской свиты среднего–верхнего (?) карбона (от нескольких до 300 м) залегают на гнейсах боршитской серии (см. рис. 13, VI). Характер их нижнего контакта не ясен: скорее всего, трансгрессивный несогласный со срывами, но, может быть, и тектонический надвиговой (Д.В. Наливкин) [Чернер, Буданов, 1974]. Наблюдения 1980 г. Э.Я. Левена и Б.Р. Пашкова показали, что известняки курговатской свиты ошибочно сопоставлялись с известняками обизанкинской свиты. Первые в Висхарвской подзоне залегают, скорее всего, тектонически на среднепалеозойской структуре.

Курговатская свита согласно перекрыта, а частично (иногда более чем наполовину мощности) фациально замещается пшхарвской свитой, сложенной темно-серыми и черными мелкозернистыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Переслаивание пород часто имеет ритмичный характер, местами они содержат линзы известняков и туфов кварцевых порфиринов. Мощность свиты до 2000 м, ее возраст пермский, местами в низах, возможно, вплоть до среднекаменноугольного.

Пшихарвская свита перекрыта без видимого несогласия пестроцветными терригенными породами (глинистые сланцы с прослоями и глыбами мраморов с позднепермскими фузулинидами, полимиктовые песчаники с примесью пирокластического материала, гравелиты и конгломераты с гальками зеленокаменных пород и гранитоидов позднепермского баяндкинского комплекса) триасовой каиндинской свиты (~ 1500 м).

В пределах Калайхумбской подзоны развиты разнообразные эффузивы каменноугольного возраста, основание которых нигде не вскрыто. Структурно они подстилаются серпентинитовым меланжем, по-видимому представляющим собой тектонизированный меланократовый фундамент подзоны [Руженцев и др., 1977]. Нижнекаменноугольные образования подразделяются на три комплекса: турне (?) - нижнекамюрский (недифференцированные базальтовые вулканы), камюрский (последовательно дифференцированная - базальт-андезит-дацит-липаритовая серия), верхнекамюрский — нижнебашкирский (преимущественно олистостромовый).

Среднекаменноугольные отложения начинают новый комплекс, залегающий иногда (р. Возгина) с резким угловым несогласием на предшествующем. Внизу залегают серые мелкогалечные конгломераты с галькой различных более древних пород и с линзами известняков, сменяющиеся по простиранию чередованием известняков, песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, вверху с туфогенной примесью. В верховьях р. Муксу в этой толще отмечена пачка (70 м) зеленых лавобрекчий и туфов основного состава. Возраст толщи, по гониатитам и фораминиферам, башкирский и раннемосковский, ее мощность 200—500 м.

Выше в калайхумбской подзоне выделяется известняковая толща (200—400 м), залегающая согласно на нижнемосковских либо несогласно на нижнекарбонных отложениях, с песчано-известняковыми прослоями в верхней части. Она содержит верхнемосковские и верхнекарбонные окаменелости.

Расчленение пермских отложений Юго-Западного Дарваза дано по Г.А. Дуткевичу, Н.Г. Власову и Э.Я. Левену [Левен, Щербович, 1978]. Согласно на известняках верхнего карбона залегают толща нижней и средней перми (до 4000 м), сложенная в основном флишоидной терригенной формацией, заключающей мощнейшие (до 1600 м) массивы рифогенных известняков. Флишеподобные толщи состоят из граувакковых песчаников, алевролитов и реже известково-глинистых сланцев. В средней части толщи (яхташский ярус) встречаются конгломераты с галькой известняков и эффузивов нижнего—среднего карбона, зелено-серые туфопесчаники. В нижней части перми выделяются известняки (0—500 м) ассельского яруса.

К средней перми относится мощная (до 2500 м) красноцветно-терригенная серия (иоллихарская). Она залегают согласно или со слабым несогласием на нижней перми, местами со значительными фаціальными замещениями в переходной зоне. Серия сложена песчаниками, алевролитами и конгломератами, а также андезитовыми и дацитовыми туфами (до 800 м), туфопсаммитами и вулканомиктовыми конгломератами.

Над красноцветами имеется толща (200—600 м) пестроцветных аргиллитов и песчаников, туфопсаммитов с прослоями доломитов, редко известняков и конгломератов, гипсов (до 50 м) с линзами каменной соли, а вверху известняков. Фаунистические остатки указывают на мидийский и джюльфинский ярусы верхней перми. Выше с размывом залегают конгломераты и песчаники нижнего триаса.

В Северном Афганистане по традиции принимаются частично устаревшие схемы расчленения пород и структурные соотношения, принятые для Северного Памира после работ Б.П. Бархатова [1963], Н.Г. Власова, Г.В. Гниловского [1970] и др. Поэтому при недостаточной изученности района очень трудно сделать полноценную сводку.

Для Северного Афганистана даны основные разрезы нижнего карбона и более молодых толщ (см. рис. 13) в том виде, как они представляются авторам, проводившим исследования, но надо иметь в виду, что здесь по аналогии с Северным Памиром соотношения некоторых толщ могут оказаться иными. Подтверждением этому можно считать данные А.С. Шадчинаева по району Горбанда (к востоку от Бамина), где среди нижнекаменноугольных вулканических толщ встречаются гипербазиты в офиолитовой ассоциации и описаны олистостромы с олистолитами известняков девона и нижнего карбона.

Типичный разрез палеозойских отложений западной части Северного Афганистана изучен в хребте Фирузкох (см. рис. 13, I) [Дронов и др., 1975; Пыжьянов, Сонин, 1977; Чмырев и др., 1977]. В этом разрезе обращает на себя внимание мощная толща красноцветов перми, отсутствие угловых несогласий вплоть до верхов триаса, гальки гранодиоритов и плагиигранитов в базальных конгломератах верхнего турне, сходство (по В.И. Дронову) ладиния—нория с таврической серией Горного Крыма. Он напоминает одновременно разрезы Западного Гиндукуша и Северного Кавказа, но больше всего дескую серию Сванетии, хотя и имеет отличия.

В бассейне р. Сурхоб в предгорьях Западного Гиндукуша (см. рис. 13, II) [Колчанов, 1969; Чмырев и др., 1977; Пыжьянов, Сонин, 1977] с несогласием или размывом на девонских известняках залегают нижнекаменноугольные отложения двух типов. В разрезе первого типа внизу расположена толща чередования известняков и песчано-алевролитов-глинисто-сланцевых пород, содержащих пласти и линзы гравелитов и конгломератов. Мощность толщи 70—400 м, возраст позднее турне — визе. На ней согласно залегают зеленокаменные вулканические породы основного и среднего состава (до 2500 м), их возраст, по сопоставлению с разрезами Северного Памира, принимается намюрским (возможно, этот разрез перевернут).

В разрезе второго типа внизу залегают зеленокаменные расланцованные вулканиды (1500—2500 м) кислого и среднего состава, условно относящиеся к нижнему турне. Выше с размывом в основании лежит толща (500 м) верхнего турне—визе, аналогичная нижней толще разреза первого типа, а на ней согласно залегают песчано-алевролитовые породы (700—1000 м) с пластинами, пачками и линзами конгломератов, гравелитов и известняков с окаменелостями намюрского возраста.

Даже краткое описание показывает, что среди вулканических толщ карбона Северного Афганистана можно видеть аналоги разрезов Калайхумбской и Висхарвской подзон Северного Памира, хотя соотношения отдельных толщ еще не ясны. С резким несогласием выше на всех более древних толщах залегает единая нерасчлененная карбонатная свита (300—500 м), содержащая прослой глинистых сланцев и туфов и окаменелости среднего — позднего карбона. На ней согласно лежит слабо метаморфизованная песчано-алевролитово-глинистая толща (2500 м), содержащая пластины, линзы и пачки органогенно-обломочных, частью рифовых известняков с фузулинидами ранней перми.

Средняя — верхняя пермь представлена также красноцветными песчаниками и конгломератами (300—1200 м), залегающими с перерывом и угловым несогласием на нижней перми. Лишь в районе Бамиана разрез перми представлен почти сплошными известняками, залегающими с несогласием на нижнекаменноугольных вулканидах [Левен и др., 1975; Пыжьянов, Сонин, 1977]. Внизу выделяется толща темно-серых конгломератов и песчаников с прослоями известняков средней перми (100—150 м), а выше расположены светлые и черные известняки с фузулинидами верхней перми (до 1000 м). Толщи перекрыты с крупным перерывом мелом.

Триас в предгорьях Западного Гиндукуша отделен от перми угловым несогласием, он представлен внизу терригенно-вулканогенной или кремнистой пачкой (100 м) условно нижнего отдела, затем конгломератами (255 м), сменяющимися вверх песчаниками и затем известковистыми алевролитами с пелелиподами ладиния. Вверху находится верхнетриасовый терригенный флиш (1500 м). В северном направлении значительная часть среднего триаса замещается вулканогенной толщей кислого состава, а над флишем появляется верхняя вулканогенная толща рэтского возраста. Общая мощность триаса достигает местами нескольких тысяч метров.

История тектонического развития

История тектонического развития Северного Афганистана и Северного Памира в докембрии неизвестна. Комплексы докембрийских метаморфизованных пород находятся, вероятнее всего, в аллохтонном залегании, а их взаимоотношения с доверхнепалеозойскими отложениями тектонические.

Представление о платформенном развитии этой области от венда до позднего девона [Браташ и др., 1970; Сборщиков, 1976; Стажило-Алексеев и др., 1973; и др.] основаны на неправильных данных о стратиграфических взаимоотношениях докембрия и палеозоя и на недоучете ее покровного строения. Вместе с тем нельзя

согласиться и с точкой зрения о геосинклинальной природе большей части донижне-карбонных палеозойских комплексов [Славин, 1976], подобных висхарвской и дикзанкоусской свитам. Последние и их аналоги в Афганистане являются чехлом платформенного типа, сорванным с докембрийского кристаллического основания, подобного боршитскому [Руженцев и др. 1977]. Они не относятся к океанической структуре Северного Памира и, возможно, являлись в домосковское время чехлом микроконтинента, а скорее гондванского континентального края. Микроконтинент или окраина в раннем карбоне подвергся растяжениям с образованием трещин, по которым внедрялись магматические расплавы, часть из которых изливалась на поверхность.

Океаническая структура, в которой происходил активный спрединг, развивалась с визейского по намюрский век. Но, может быть, этот процесс начался и раньше (материалы по Северному Афганистану позволяют часть вулканических толщ отнести к верхнему девону). В настоящее время на Памире нет таких толщ, которые могли бы дать указание о развитии геосинклинальных процессов с раннего палеозоя. Вулканизм в Дарваз-Сарыкольской зоне (тузгуны-терескейский комплекс), имевший субщелочной характер, возможно, был связан с незначительными расколами основания, происходившими в раннем палеозое. Эти расколы, вероятно, не привели к образованию зон с океанической корой (отсутствие раннепалеозойских офиолитов). Поэтому выделение С.С. Карапетовым, И.И. Сониным и В.Е. Хаиным [1975] в районе оз. Рангкуль зоны с океанической корой является некоторым преувеличением.

Процессы дифференциации вещества литосферы и наращивания гранитно-метаморфического слоя земной коры в Северо-Памирской геосинклинали протекали обычным образом [Штрейс, Макарычев, 1969; Пейве, Штрейс и др., 1972]. В конце визе – начале намюра (по материалам Афганистана, возможно, раньше) возникают внутренние поднятия и начинают формироваться островодужные серии вулканических пород, олистостромы и т.д. Затем в намюре появляются первые гранитоидные интрузии (плагитограниты обихумбуусского комплекса и его аналогов в Северном Афганистане).

Мощные процессы шарьяжеобразования и складчатости произошли в среднем карбоне в предмосковское время. Они привели к образованию складчато-покровных сооружений и утолщению коры за счет скупивания горных пород. В это время произошли первые смещения таких крупных массивов, как Курговатский, и срыв среднепалеозойского платформенного чехла. Однако зрелой континентальной коры на месте Северо-Памирской геосинклинали к югу от зоны Внешнего Дарваза еще не получилось. Начиная с московского века и до конца ранней перми продолжалась переходная (раннеорогенная, по А.А. Мосаковскому [1975]) стадия геосинклинального развития. Накапливались мощные фациально изменчивые морские толщи.

Континентальная стадия началась в Западном Афганистане с ранней, а на Памире со средней перми, когда стали образовываться крупные поднятия и межгорные впадины, заполняемые красноцветными молассами и продуктами наземного вулканизма. В триасовую (пермскую?) эпоху произошло образование крупных гранитных батолитов в северных предгорьях Гиндукуша, в Западном Афганистане вдоль Герирудского шва и мазарского комплекса в Калайхумб-Сауксайской зоне Северного Памира. Континентальная кора здесь сформировалась в перми – начале (или даже конце) триаса, т.е. позже, чем в более западных районах Кавказа, Балкан, Альп. О завершении геосинклинального развития Северного Памира в начале триаса писал и Б.П. Барахатов [1963]. Таким образом, на Северном Памире и в Северном Афганистане, так же как и в более западных районах, мы находим палеозойские геосинклинально-океанические структуры. Хотя в деталях геологии этой области еще много неясного, но уже можно наметить те же комплексы пород и соответствующие им стадии развития. Главная эпоха складчатости и шарьирования на том же геохронологическом уровне – в середине карбона. Различиями являются затянувшаяся океаническая стадия и более позднее возникновение зрелой континентальной коры. Объяснение этому следует, по-видимому, искать в близком расположении с юга Палеотетиса, продолжавшегося активно развиваться в позднем палеозое и замкнувшегося в раннекембрийскую эпоху.

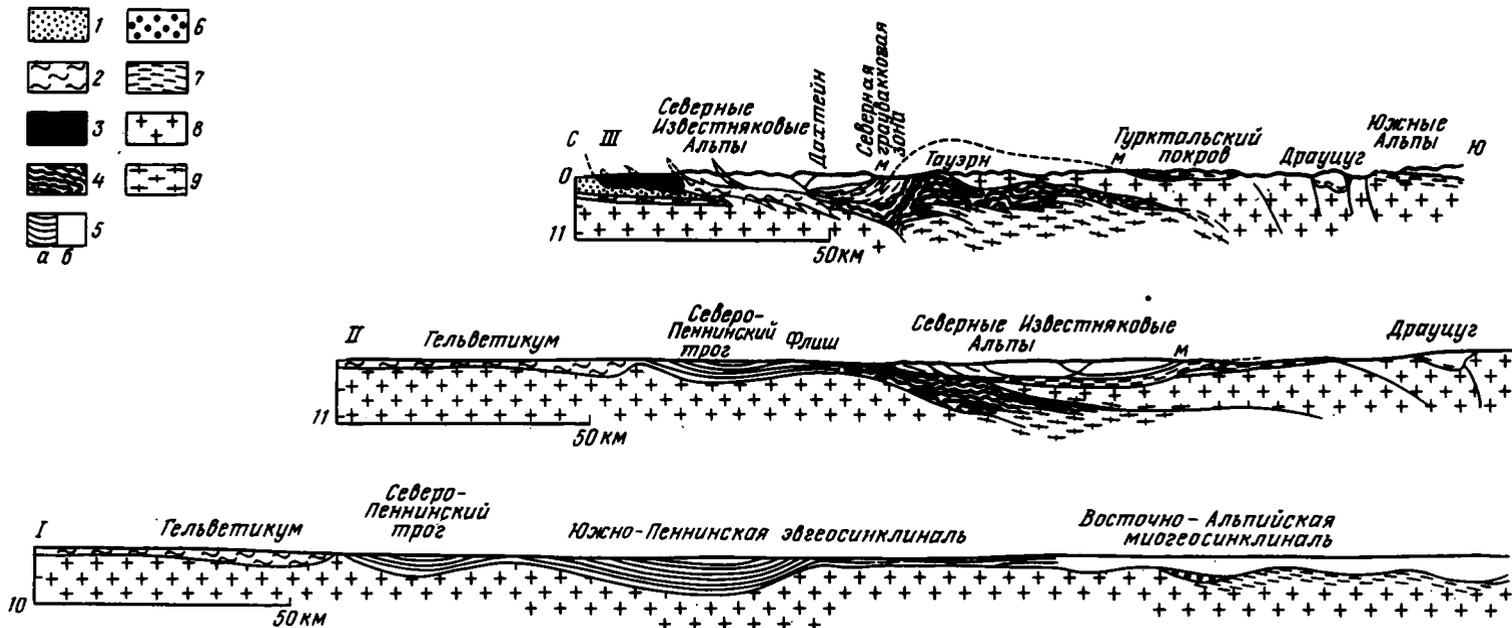


Рис. 14. Структурные элементы Восточных и Южных Альп в поперечном сечении в неокоме (I), перед гоцау (II), современные (III), по Э. Клару, [Clar, 1965] и В. Шлагеру

1 - третичная моласса; 2 - мезозой Гельветической зоны; 3 - флиш верхнемеловой и нижнетретичный; 4 - пеннинские сланцы (палеозой и мезозой); 5 - пермь и мезозой: а - Нижне-Восточно-Альпийских покровов, б - Верхне-Восточно-Альпийских покровов и Южных Альп; б - средний и верхний карбон; 7 - нижний и средний палеозой и кварцфиллиты; 8 - кристаллическое основание Альп; 9 - кристаллическое основание, метаморфизованное в альпийское время; м - штангалемский мезозой

Альпийско-Западно-Карпатское покровно-складчатое сооружение имеет исключительно сложное строение. Основные черты его современной структуры сформировались преимущественно в течение альпийского этапа развития. Поэтому прежде чем приступить к рассмотрению доальпийского тектонического строения этой территории, необходимо снять влияние альпийских деформаций, т.е. реконструировать положение, существовавшее до главных эпох складчатости и шарьирования, а затем и до начала альпийского осадконакопления.

В настоящее время есть уже много палеотектонических реконструкций для Альп и Западных Карпат (Ж. Дебельма, М. Лемуан, Э. Краус, М. Магел, С. Хауксворт и др.) [Белостоцкий, 1978; Andrusov, 1965; Clar, 1965, 1971; Trümpy, 1973]. Эти реконструкции, различаясь в основном деталями, относящимися к прежнему положению тех или иных зон альпийского этапа развития, позволяют кратко осветить современное строение Альп и Западных Карпат, механизм деформаций и первоначальное положение структурно-фациальных зон мезозоя.

Альпийское горное сооружение представляет собой крупное вздутие земной коры, в пределах которого эрозия отпрепарировала исключительно сложную структуру, определяющей чертой которой является существование нескольких, залегающих одна на другой систем тектонических покровов. При этом отмечается [Clar, 1971 и др.] резкая асимметрия внутреннего строения Альп. Примерно в южной четверти поперечного разреза находятся зона крутого падения, сменяющая субгоризонтально рассланцованные и надвинутые один на другой комплексы, и глубокая синклиналь Драу, сопровождающиеся крупными вертикальными дислокациями и альпийскими интрузиями (рис. 14).

В наиболее общем виде в строении Альп можно выделить четыре основных элемента.

1. Внешнюю зону кристаллического основания (Внешние массивы Западных Альп) с автохтонным и параавтохтонным (включая покровы Дофине и гельветские) мезозоем и кайнозоем.

2. Внутреннюю (Пеннинскую) зону — аллохтонную, хорошо представленную на западе горного сооружения и известную в тектонических окнах Тауэрн, Энгадин, Вехзель и Рехнитц в Восточных Альпах.

Эти два элемента разделены системой нарушений Пеннинского надвига, по которому образования внутренней зоны надвинуты на внешнюю зону.

3. Восточно-Альпийские (верхние и нижние) покровы, распространенные на юге и в восточной части сооружения и перекрывающие почти на всю ширину две предыдущие зоны.

Все три перечисленных элемента подразделены на более мелкие зоны, системы и пластины шарьяжей.

4. Более просто построенную автохтонную складчатую зону Южных Альп, отделенную от интенсивно деформированных северных зон крутопадающим глубинным разломом (Периадриатический линеймент); лишь на своем восточном окончании в Карнийских Альпах и Южных Караванках эта зона также приобретает сложное покровно-складчатое строение.

Перед фронтом Альп с севера и запада расположен молассовый краевой прогиб, на который надвинуты Флишевая и Гельветская зоны, а также Северные Известняковые Альпы. С юга на складчатую систему Южных Альп наложена межгорная впадина долины р. По.

Формирование альпийских покровов — процесс длительный. Основное главное надвигание Восточных Альп на Пеннинский прогиб (вернее, поддвигание Пеннинского прогиба под кристаллические массы Восточных Альп) произошло в конце раннего мела в догозаусское время (см. рис. 14). А затем, уже в третичное время, развитие того же процесса поддвига привело к усложнению этой структуры и возникновению основных пеннинских покровов Западных Альп.

Геологи, изучавшие строение Альп, на основе анализа распределения фаций мезозойских отложений и известных методов палеотектонических реконструкций [Руженцев, Белов, 1973], пришли к следующим выводам относительно первоначального расположения пород, слагающих покровную структуру Восточных Альп. К северу

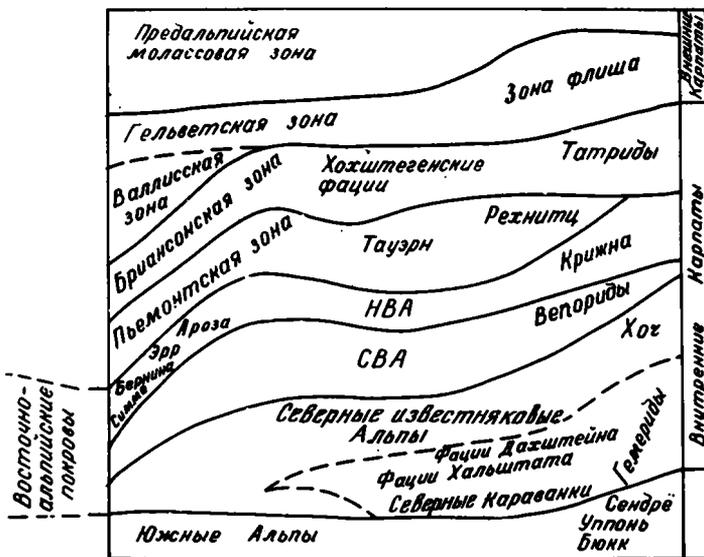


Рис. 15. Реконструкция домеловой зональности Альп и Западных Карпат, по А. Тольманну, Д. Андрусову и др.

от автохтонных Южных Альп и Альпийско-Динарского глубинного разлома располагались верхневосточноальпийские, пеннинские, гельветские и, наконец, форланд Чешского массива (см. рис. 14).

В работе Э. Клара [Clar, 1965] достаточно убедительно показано вторичное гравитационное перемещение Северных Известняковых Альп с воздымающегося сводового поднятия Центральных Альп. Вместе с известняковым мезозоем на север перемещались толщи палеозоя Северной граувакковой зоны и, вероятно, небольшие чешуи фундамента этой зоны. Первоначальное же их положение можно предполагать на месте современного тектонического окна Высокий Тауэрн, южнее него и восточнее него в Центральных Альпах к северу и востоку от так называемого Гурктальского покрова. Последний перемещался очень незначительно и является по существу автохтонным образованием, так же как, возможно, и палеозой района г. Грац. Палеотектонические и палеогеографические реконструкции позволяют рассматривать Восточные Альпы в альпийском этапе как относительно стабильную миогеосинклинальную зону, которая ограничивала с юга эвгеосинклинальный Пьемонтский прогиб.

Если принять наиболее правдоподобную точку зрения о поддвиге с севера (Э. Краус, С. Хауксворт) при формировании главной шарьяжной поверхности структуры Альп, то сокращение поперечных размеров Альпийской геосинклинальной системы можно будет объяснить в основном за счет более северных ее зон. Эти зоны активно развивались в альпийском этапе, а в палеозое представляли собой южный приподнятый склон Чешского массива. Сокращение их площади за счет шарьяжных перекрытий не скрывает от нас каких-либо существенных палеозойских толщ, что значительно облегчает палеотектонический анализ [Белов, 1971; Clar, 1971].

Поперечное сокращение, по оценкам одних исследователей (Ж. Дебельма, М. Лемуан, И. Кадиш), в 3–4 раза, другими (А. Амшутц) [Clar, 1965] предполагается значительно меньшим, приблизительно в 1,5 раза. Геофизические данные по Альпам (постоянная мощность гранитного слоя 20 км) позволяют принять четырехкратное сокращение Альпийской геосинклинали лишь в случае, если ее кора была маломощной и имела субокеанический характер. Последние исследования подтверждают существование океанической коры в Пеннинской зоне [Tollmann, 1975]¹. В структуре Западных Карпат намечаются продолжения почти всех зон Восточных Альп (рис. 15). Так, Внешней зоне Альп соответствуют Внешние Карпаты (молассовая и флишевая

¹ Проблема океанической коры в Пеннинском прогибе более сложная. По устному сообщению профессора Г. Фрасла, геологи Зальцбургского университета на основании геохимических данных по редким элементам обнаружили до 1977 г. лишь базальтоиды островодужного, а не океанического типа.

зоны). Бриансонское—Хохштегенское поднятие продолжается в Высоких Татрах. Пьемонтская зона считается выклинившейся между Татридами и Нижним субтатрикумом (покровы Крижна и Висока). Последний вместе с Вепоридами, зоной Хочского (и Стражевского) покрова и Гемеридами соответствует области Восточно-Альпийских покровов. К этой же зоне принадлежит район Венгерского Среднегорья. Зона Южных Альп коррелируется с районом Северной Венгрии — горы Бюкк, Упони, Сендрё.

При дальнейших рассуждениях о строении и развитии доальпийского основания Альп и Западных Карпат мы будем считать, что распространение палеозойских пород на картине распределения мезозойских фациальных зон (см. рис. 15) перед меловой складчатостью соответствует их положению перед альпийским этапом развития.

Внешняя зона

Доальпийское основание внешней зоны Альп и Западных Карпат под молассами краевого прогиба и покровными структурами известно нам по данным многих буровых скважин. Его продолжение вдоль Западно-Альпийской дуги выходит на поверхность во Внешних массивах.

Эта зона — край древнего массива Молдунубикум; метаморфические и плутонические комплексы, вскрытые скважинами, сопоставляются с аналогичными образованиями Чешского массива (П.А. Сафроницкий, Н.В. Шаблинская, Х. Вайсенедер и др.). Под альпийской молассой над кристаллическими сланцами массива встречаются континентальные отложения. Они сложены тонкозернистыми песчаниками, серыми и коричневыми глинистыми сланцами, конгломератами и аркозами. В одной из скважин в глинистых породах встречена флора вестфала D. У Цебинга такие же породы обнажаются на дневной поверхности над кристаллическим основанием. Это глинистые сланцы, аркозы, конгломераты, залегающие над базальными темными песчано-глинистыми сланцами с угольными пропластками. В них содержатся плохо сохранившиеся остатки флоры и пресноводные пелециподы раннепермского возраста (рис. 16, I).

Во Внешней зоне Западных Карпат под мезозойско-кайнозойским чехлом прослеживаются к югу на незначительное расстояние комплексы пород Мораво-Силезской зоны. Они обладают некоторыми признаками, свидетельствующими о вырождении этой зоны: увеличение грубости к югу нижнекаменноугольной формации кульм, мощные толщи красноцветов (олдред) в основании фаунистически доказанного карбонатного девона — и южнее Юго-Моравского блока не протягиваются (И. Спичка). Комплекс основания Моравских блоков, по измерениям К-Аг методом биотитов и мусковитов из гранитоидов и кристаллических сланцев, имеет возраст 550—660 млн. лет, местами он термально омоложен во время герцинской эпохи складчатости — 285—300 млн. лет (А. Дудек, И. Мелкова). Далее к востоку и юго-востоку в пределах Внешней зоны Польских и Советских Карпат хорошо доказывается присутствие над кристаллическим основанием угленосных толщ намяра и вестфала, намечающих продолжение Верхнесилезского бассейна [Медведев, 1976].

Во Внешней зоне Западных Альп (Дофине-Гельветская и Ультрадофине-Ультрагельветская зоны) много выходов на поверхность метаморфического основания с узкими впадинами, выполненными каменноугольно-пермскими молассами.

Внешние массивы Альп—Бельдонн, Пельву, Эгюй-Руж, Монблан (рис. 17), Аарский и др. — сложены высокометаморфизованными кристаллическими породами. Среди них выделены "древние ядра", образующие куполообразные антиклинали с автономной внутренней структурой, и метаморфические комплексы, занимающие более высокое стратиграфическое и тектоническое положение. Эти две группы пород разделены структурным и метаморфическим несогласием. "Ядра" образованы глубоко метаморфизованными (амфиболитовая и верхи гранулитовой фаций) и мигматизированными толщами (в частности, серия с пинитизированным кордиеритом), первоначально пелитового или пелитово-терригенного состава, с прослоями мраморов и базитовых пород. Вышележащий комплекс состоит из пород нескольких серий (бурой, зеленой, глянцево- и др., рис. 18, см. вкл.) общей мощностью до 10 км, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и низов зеленосланцевой фаций. Этот комплекс первоначально представлял собой осадочные песчано-

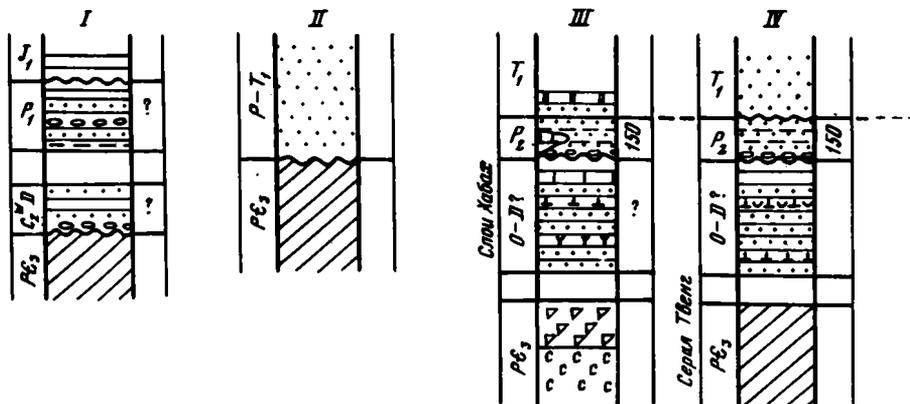


Рис. 16. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозойских отложений Восточных Альп

I – северный склон (молассовая зона); II – Высокий Тауэрн, хошттегенские фации (пеннины); III – Высокий Тауэрн, пеннинские покровы; IV – Радштадский Тауэрн, Нижне-Восточно-Альпийские покровы; V – Северная граувакковая зона; VI – Грац; VII – Центральные Альпы (Гурктальские Альпы, Гайльталские Альпы, Каринтия, Грац); VIII – Гайтальские Альпы (Нёч); IX – Южные Альпы (Карнийские Альпы, Доломиты, Южные Караванки). Условные обозначения см. на рис. 7

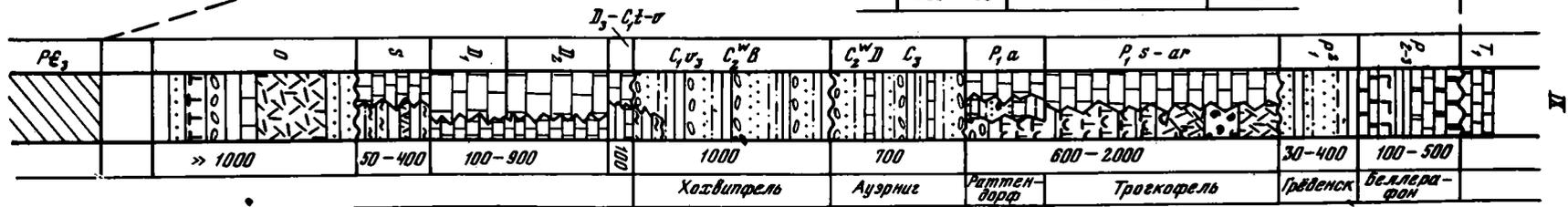
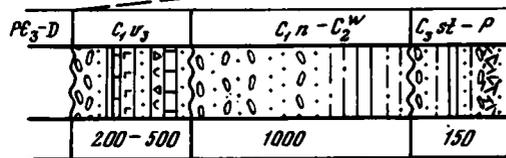
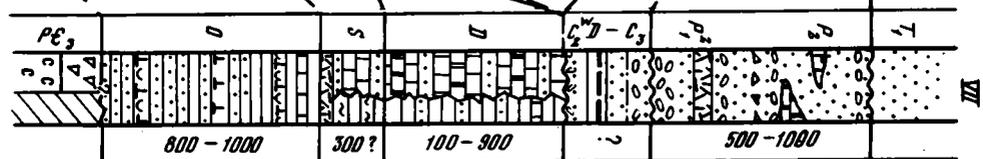
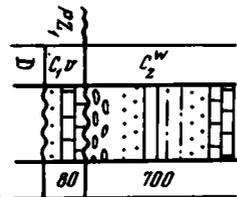
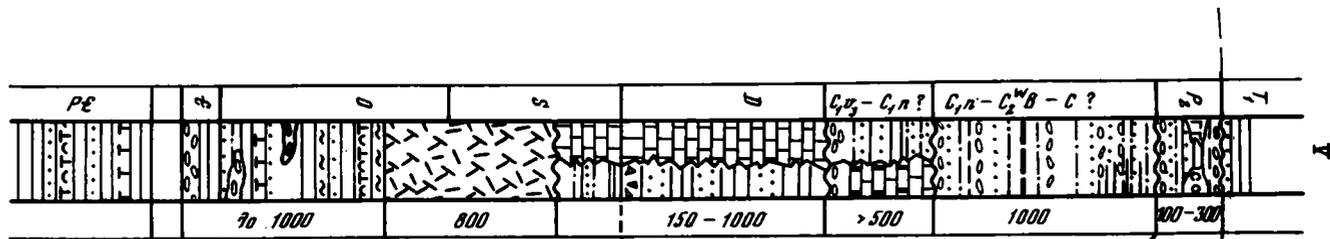
глинистые толщи, находившиеся в ассоциации с типичными офиолитами. В верхах этого комплекса известны конгломераты с галькой гранитов, мигматитов и гнейсов "ядерного" комплекса. Верхний комплекс местами также подвергся гранитизации и мигматизации. Возраст этих метаморфических пород определяется радиометрически. Так, цирконы из серии с пинитом дают позднедокембрийские и раннепалеозойские значения – 557–770, мигматиты из самого древнего комплекса 450, а связанные с ними анатектитовые граниты – 517–550, для глыбы гранита из конгломератов глянцевого ряда, по свинцу, получено 633 млн. лет [Buchs et al., 1962]. При оценке этих значений необходимо учитывать сильное влияние в этом районе герцинских тектоно-магматических процессов и менее сильное – альпийских.

В массиве Готтард [Jäger, 1971] цирконы из центрального ортогнейса характеризуются возрастом 460–560, а изохронные определения самих пород – 421 ± 17 млн. лет (Rb-Sr). Для цирконов из парагнейсов, окружающих ортогнейсы, получены значения 1200–1500 млн. лет с потерей свинца 450 млн. лет назад (U-Pb). Были попытки отнести верхний комплекс метаморфических пород Внешних массивов к среднему палеозою [Bordet, 1961; Kruppenacher et al., 1965; Laurent, Chessex, 1968; Международная... , 1962; и др.], однако новые работы [Carme, 1971 и др.] позволяют большую часть метаморфических серий Внешних массивов, включая офиолиты, датировать докембрием, сопоставляя с бриовером Центрально-Французского и Армориканского массивов, и считать, что главным этапом формирования их структуры был позднедокембрийский – кадомский.

К палеозою в этой зоне относятся, вероятно, лишь толщи так называемой, вулканогенно-осадочной, или верхней зеленой, серии. Эта серия пород залегает несогласно над метаморфическими комплексами и состоит из двух толщ: терригенно-карбонатной флишиоидной (конгломераты, кварциты, граувакки, турбидиты, черные карбонатно-глинистые сланцы и слоистые известковистые песчаники, известняковые горизонты) и вулканогенной (риолиты и более основные вулканиты). Эта серия пород подверглась метаморфизму зеленосланцевой фации, местами более высокому, вероятно, контактового типа. Кислые вулканиты тесно ассоциируют с герцинскими гранитами типа Пельву. Возраст риолитов 350–280, а гранитов – 310–370 млн. лет.

Возможно, именно к этой серии пород относятся и немногочисленные находки органических остатков – членики криноидей в карбонатных прослоях [Gibery, 1971]. Верхний предел возраста всех рассмотренных выше комплексов определяется несогласным перекрытием их отложениями вестфала Д.

В структуре массива Бельдонн недавно обнаружены тектонические покровы герцинского возраста [Carme, 1973]. Высказывается предположение, что доаль-



пийская покровная тектоника в этой зоне распространена гораздо шире, чем это считалось до сих пор. Это важное открытие может значительно изменить наши сегодняшние представления как в структурном, так и в стратиграфическом смысле.

Каменноугольно-пермские толщи, залегающие несогласно прямо на размытой поверхности кристаллических пород, интенсивно смяты и глубоко вдавлены в основании. В Гларнских Альпах в Восточной Швейцарии пермские отложения слагают фронтальную часть Верруканского покрова. Каменноугольные отложения (см. рис. 18) представлены конгломератами, аркозовыми алеволитами и песчаниками, аргиллитами и углями. Среди осадочных пород встречаются кислые и средние вулканиды — лавы, туфы, игнимбриты. Вестфальский и стефанский возраст доказываются остатками флоры, пресноводных пелеципод и рыб. Стефанские слои отделены от вестфала горизонтом конгломератов, маркирующих астурийскую фазу складчатости, и местами — угловым несогласием (Ж. Одур, Ж. Сарро-Рэно).

Пермские отложения согласно перекрывают каменноугольные и согласно с ними дислоцированы. Они представлены пестроцветными песчаниками, алеволитами и аргиллитами. Эти слои в восточной части Внешней зоны при переходе к внутренней Суббриансонской зоне содержат тонкие пласты доломитов, иногда окремнелых, а также потоки лав — риолитов и андезитов.

"Неопермь" (вероятно, верхний красный лежень или саксоний), представленная конгломератами, песчаниками и алеволитами в ассоциации с вулканидами, залегает резко несогласно на карбоне. Это несогласие интерпретируется как заальская фаза. Триас несогласно перекрывает кристаллическое основание и каменноугольно-пермские отложения.

Пеннинская зона

Пеннинская область Альп подразделяется на Суббриансонскую, Бриансонскую и Пьемонтскую зоны. Р. Трюмпи [1965] выделяет еще Валлисскую зону. Все эти зоны, прослеживающиеся в различных покровных пластинах, обладают самостоятельной структурой и отличным друг от друга разрезом мезозойских и палеогеновых отложений.

Доальпийское основание представлено кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболитами, гранитами, обнажающимися в покровах Тарантез, Па-дю-Рок в Суббриансонской зоне, в виде редких клиньев среди каменноугольных пород в Бриансонской зоне и в области внутренних массивов Гран-Паради, Дора-Майра и др. В нижних Пеннинских покровах сильный альпийский метаморфизм не позволяет выяснить доальпийскую историю.

По данным французских геологов [Krummenacher et al., 1965; Laurent, Chesse, 1968; и др.], среди метаморфических пород среднего пенниникума (покровы Монте-Роза, Гранд Сен-Бернар) выделяются мигматиты с пинитом (665 млн. лет) и древние очковые ортоклазовые гнейсы, параллелизуемые с "серией с пинитом" и с мигматитами и гнейсами наиболее древних комплексов Внешних массивов.

К предполагаемым палеозойским отложениям относятся вышележащие сланцы Казанна, слагающие большую часть покрова Гранд-Сен-Бернар. Среди них выделяются нижние Казанна, представленные гнейсами и альбит-серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями зеленых пород (празиниты, овардиты, сланцы с эпидотом, антиноли-

Рис. 17. Схема основных геолого-тектонических элементов Альп

1 — третичный и четвертичный осадочный чехол; 2 — флишевые серии различных тектонических элементов и флишевые шарьяжи; 3—4 — Гельветская область: 3 — пермско-мезозойско-третичный чехол, 4 — доальпийское кристаллическое основание и каменноугольный чехол; 5—6 — Пеннинская область: 5 — пермско-мезозойско-третичный чехол, 6 — дотриасовое основание; 7 — ультрабазитовые породы Ланцо; 8 — альпийские гранитные интрузии; 9 — Австро-Альпийская область и Южные Альпы (а — верхние и средние Австро-Альпийские покровы, б — нижние Австро-Альпийские покровы (включая зону Сезия-Ланцо и серию Аролла), в — Южные Альпы (включая киншигито-диоритовую зону Ивреа и серию Вальпелли в покрове Дан-Бланш)): I — пермско-мезозойско-третичный чехол, II — палеозойский чехол, III — доальпийское кристаллическое основание, включая кварц-филлитовые серии. А — Айзенкапфель; γА — граниты Адмелло; Арж — Аргентьер; БН — покров Бернар; В — Вехзель; ГА — Гайльталские Альпы; ГМ — Готтардский массив; ГП — Гран Паради; ДБ — Дан Бланш; ЕБ — Ерт-Бернина; К — Клагенфурт; КА — Карнийские Альпы; КР — Караванки; МР — Монте-Роза; Р — Рехнитц; Ш — Шнееберг; ЭР — Эггой Руж; Ю — линия Юдикария

том, глаукофаном), которые образовались при метаморфизме пород офиолитовой ассоциации. Имеются также метаморфизованные терригенные отложения (аркозы и конгломераты). Некоторые авторы считают, что среди мезозойских блестящих сланцев есть много более древних образований типа нижних Казанна, близких по формационной принадлежности.

Сланцы Казанна нижние хорошо сопоставляются с зеленой и глянцево-серыми Внешних массивов и на этом основании датируются поздним докембрием. Возможно, они соответствуют серии Хабах из пеннинкума Высокого Тауэрна (см. ниже), относимой к палеозою. Радиометрические измерения их дали значения 440, 340 млн. лет.

Кристаллические сланцы Казанна верхние, включающие, возможно, верхний палеозой, характеризуются значениями 641 и 806 млн. лет (Rb-Sr), что объясняется, если учесть низкую степень их метаморфизма (эпизона), присутствием терригенного циркона из более древних пород. Радиоизотопный возраст гранитов и гранито-гнейсов массивов Гран-Паради, Монте-Роза, Покрова Тамбо и других герцинский – 370 – 270 млн. лет.

В Пеннинской области широко распространены верхнепалеозойские отложения. Классическое место их развития – Бриансонская зона, где имеются наиболее полные стратиграфические разрезы (см. рис. 18) и разрабатываются угольные месторождения. Каменноугольные и пермские отложения (более 3000 м) в альпийское время были слегка метаморфизованы. Предполагается, что между карбоном и кристаллическим основанием здесь имеется несогласие.

Каменноугольные породы представлены темными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. По всему разрезу присутствуют прослои антрацитовых углей. Встречаются дайки и потоки диорит-порфиритового состава. Обильные остатки флоры указывают на присутствие намюра и всего вестфальского отдела, стефанский отдел развит нешироко. Согласно с постепенным переходом на карбоне залегает нижняя часть перми (отен), представленная глинистыми сланцами и алевролитами, песчаниками зеленых и красных окрасок с прослоями известняков и доломитов. Незначительные вулканические проявления известны в форме межслоевых пластов и маленьких галечек кислых вулканитов. Имеются отпечатки растений, следы червей илоедов и остракоды.

На всех более древних породах с резким несогласием залегают отложения неперми, или саксония. Фаунистических остатков они не содержат. Это пестрые конгломераты с гальской эруптивных пород кислого и основного состава, различных метаморфических и кристаллических пород, пород карбона и пестроцветных пород отена. Кроме конгломератов, имеются песчаники (включая аркозы), алевролиты, глинистые сланцы (аргиллиты), в верхней части свиты – потоки риолитов, а также игнимбриты и андезитовые порфириты.

Вышезалегающий пермо-триас представлен глинистыми сланцами, кварцитами и конгломератами, светлыми и розовыми, пестрыми, с гальками кварца и красных яшм, иногда риолитов. Мощность этого горизонта несколько десятков метров. Триас представлен мощными эпиконтинентальными и лагунными отложениями (кварциты, доломиты, известняки).

В Суббриансонской зоне каменноугольно-пермские отложения присутствуют в виде узких клиньев. По составу они сходны с одновозрастными отложениями Бриансонской зоны, но имеют несколько сокращенные мощности.

В расположенной восточнее внутренней подзоне Бриансонской зоны каменноугольно-пермские отложения отличаются резким увеличением количества основных эффузивов в разрезе и повышенным метаморфизмом пород. Органические остатки в этой зоне отсутствуют. С запада на восток предполагается быстрый переход от неметаморфизованных отложений пермо-карбона к кристаллическим сланцам, но без настоящих гнейсов и гранитов.

В еще более внутренних частях Пеннинской области в зоне Пьемонта каменноугольно-пермские отложения представлены только в сильно метаморфизованном виде и трудно отделимы от пород основания. По данным ряда исследователей (А. Амштуц и др.), они представлены тонкозернистыми альбитовыми и ортоклазовыми гнейсами, альбитовыми и глаукофановыми сланцами, празинитами, образовавшимися главным образом из различных вулканических пород (дациты, риолиты, 54

андезиты, риолитовые игнимбриты и т.д.), сланцеватыми парагнейсами и другими подобными им породами. Среди них различаются гнейсы, которые являются результатом альпийского метаморфизма герцинских гранитов. В Швейцарии в южной части Пеннинской области метаморфизованные аналоги каменноугольных отложений находятся среди сланцев Казанна верхние.

Пеннинская зона в Восточных Альпах обнажается в тектонических окнах Тауэрн и Энгадин, Вехзель и Рехнитц, где она выступает из-под Нижне- и Верхне-Восточно-Альпийских покровов. Тауэрнская структура, с которой автор познакомился в 1977 г. в двух пересечениях по шоссе к горному массиву Гроссглекнер и по долине р. Штубахталь, представляет собой в поперечном разрезе куполовидную сложную антиформную структуру. В ее автохтонном (?) ядре выступают древние кристаллические породы и позднепалеозойские ортогнейсы, испытавшие сильные деформации и неоднократный альпийский метаморфизм [Frasl, Frank, 1966; Metz, 1966]. На нем местами сохранилась маломощная "собственная" оболочка, представленная пермско-скифскими кварцитами и хохштегинскими известняками мальма (см. рис. 16, II).

Над кристаллическим ядром находится нижняя (палеозойская) сланцевая оболочка (контакты тектонические), внутри которой картируются палеозойская и мезозойская (в центральноальпийских фациях) части. Она начинается с амфиболитов и габбро-амфиболитов, испытавших контактовое влияние герцинских гранитных интрузий (ортогнейсов), затем местами на них налегают крупные массы гипербазитов (серпентиниты, дуниты, пироксениты и перидотиты), а местами амфиболиты продолжают вверх серией Хабах. Последняя по сопоставлению с палеозоем других районов Восточных Альп относится к ордовику — нижнему карбону. Она очень изменчива по степени метаморфизма (от филлитов до гнейсов), состоит из филлитов и кварцитов, хлорит-серицитовых, гранат-мусковитовых, графитовых, биотитовых и различных зеленых сланцев, празинитов, туфов, туффитов, основных (мандельштейны, диабазы), средних (андезиты) и кислых (порфиroidы, кварцевые и бескварцевые кератофиры) вулканических пород. Характерны черные графито-кремнистые сланцы и графитовые кварциты, вверху имеются линзы доломитов и магнезитов. Мощность серии Хабах около 500 м.

Как в серии Хабах, так и в ее аналоге на востоке — серии Вехзель (П. Фаупль) — преобладают терригенные и вулканогенные породы при заметном присутствии кремнистых и резкой подчиненности карбонатных пород. Тесная ассоциация некоторых частей серии Хабах с гипербазитами и апогаббровыми амфиболитами позволяет предполагать, что в ее составе имеются пластины древней палеозойской океанической коры. При этом общее разнообразие состава вулканитов можно объяснить тектоническим совмещением в нижней оболочке Тауэрна разных зон, а может быть, и образований разных стадий развития единой палеозойской эвгеосинклинальной области.

Над серией Хабах имеются нижнепермские аркозовые сланцы, брекчии и порфиroidы (100 м) и верхнепермские кварциты с прослоями глинистых и серицитовых сланцев, иногда аркозовые гнейсы (50—150 м), перекрытые нижнетриасовыми песчаниками и пещеристыми доломитами (раувакки) с гипсом (рис. 16, III).

Сейчас невозможно точно сказать, где находилась палеозойская оболочка центральных гнейсов Высокого Тауэрна до альпийских движений. Имеющиеся данные о контактовом воздействии гранито-гнейсов на палеозойские породы серии Хабах позволяют думать, что в доальпийское время эти комплексы (по крайней мере, частично) были связаны пространственно с древним кристаллином, обнажающимся в Тауэрнском окне, и, следовательно, находились где-то по северной периферии прогиба блестящих сланцев. Из этого следует, что, вероятно, в течение герцинских тектонических движений нижняя палеозойская оболочка была уже шарьрована и, затем вместе со своим основанием втянута в альпийскую покровную структуру.

Пеннинские покровы (верхняя сланцевая оболочка), выступающие выше в окне Тауэрн, а также в окнах Энгадин и Вехзель, содержат местами в основании остатки их прежнего кристаллического цоколя. Р. Штауб подчеркивал, что все Пеннинские покровы в своем наиболее полном развитии имеют кристаллическое ядро (по крайней мере докарбонное) — кристаллические сланцы и гнейсы. Однако, если представить себе развитие Пьемонтского трога в качестве последовательно расширяющейся рифтовой зоны, то для более молодых его членов (юра—мел) такого повсеместного сиалического основания может и не быть.

Нижне-Восточно-Альпийские покровы

Нижне-Восточно-Альпийские покровы (НВА), состоят из кристаллического основания, перекрывающих его отложений перми в фации альпийского веррукано и более молодых мезозойских образований (районы Земмеринга, Радштадского Тауэрна, покровы Бернина, Ароза, Дан-Бланш и др.).

Среди кристаллического основания НВА выделяются гнейсы, образованные по осадочным породам, гранитам, диоритам, габбро, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Имеются также мигматиты с пинитизированным кордиеритом, облекающие гранито-гнейсовые ядра. Кроме того, имеются гнейсы и слюдяные сланцы с хлоритом и графитом, содержащие пачки амфиболитов, празиниты, хлоритовые и эпидотовые сланцы, близкие к сланцам Казанна. Возраст всех этих пород, по сопоставлению с комплексами Внешних массивов, докембрийский, а по сопоставлению с серией Хабах, скорее, палеозойский. В течение герцинского этапа они подверглись гранитизации и повторному метаморфизму, характеризующимся значениями 430 и 350–290 млн. лет. Р. Штауб указывает на присутствие в покровах Дан-Бланш и Бернина докембрийских катаметаморфизованных пород, образованных сериями "сланцев и мраморов" значительной мощности (серии Вальпеллин, Федоз, Тонале). Перекрываются несогласно сланцами Казанна. Поскольку возраст последних до сих пор не установлен, то и возраст серий "сланцев и мраморов" остается неясным. Интересно, что в разрезе метаморфического комплекса установлены мощные мраморы, отсутствующие в других районах среди подобных отложений (мраморы описаны А. Борини и Р. Сакчи в заметных количествах среди гнейсов (Ивреа–Вербано).

"Альпийские веррукано" НВА представлены в Восточных Альпах сероцветными (от зелено-серых до белых) плитняковыми кварцитами, аркозами, серицитовыми сланцами и кварцевыми конгломератами, иногда гнейсированными. К верхней перми их относят на основании залегания под триасом. Местами эта пермь центральной части Восточных Альп ассоциирует с порфиритоидами (серия Раннах в Радштадском Тауэрне, сланцы Таттерман).

В Западных Карпатах к югу от зоны клипшов дотриасовые элементы обнажаются в подзоне Центральных массивов (ядерные горы), в перекрывающих их нижних татранских покровах [Andrusov, 1965] и в Вепоридах. Доальпийское основание представлено кристаллическими сланцами и гнейсами, прорываемыми их гранитами и верхнепалеозойскими орогенными образованиями, залегающими несогласно на этом кристаллическом комплексе. Последний в Татридах и Вепоридах, за исключением Малых Карпат и юго-восточной части Вепорских гор, относится к ярабской (татранской) серии [М. Машка, В. Зоубек в кн.: Будаи и др., 1963; Regional ..., 1968]. Первичные породы ее представляли собой песчаные и глинистые отложения с заметным количеством продуктов основного магматизма (амфиболиты) и очень редкими битуминозными сланцами. Эта серия пород подверглась метаморфизму в амфиболитовой фации, мигматизации и гранитизации.

В крайней юго-восточной внутренней зоне Вепорид (Когутская подзона) распространена кокавская (когутская) серия кристаллических пород. Она представляет собой песчано-глинистую толщу с резко подчиненными основными вулканическими породами и с характерными редкими прослоями лидитов и карбонатов, метаморфизованную в условиях амфиболитовой фации и высокотемпературной зеленосланцевой субфации.

Мощность обеих вышеупомянутых серий пород по несколько тысяч метров, их первичные взаимоотношения неизвестны. Эпиметаморфизованные серии Малых Карпат М. Магел [Regional ..., 1968] считал продолжением Северной граувакковой зоны Альп, что весьма вероятно. Однако из-за отсутствия каких-либо данных, подтверждающих аналогию их структурного положения (аллохтонность для Малых Карпат), и недостаточности стратиграфических корреляций между ними этот район здесь рассмотрен в составе татрикума.

В доальпийском фундаменте Малых Карпат выделены две серии пород: пезинокпернекская (нижняя) и гармонийская. Обе они испытали зеленосланцевый метаморфизм разной интенсивности и сильные контактовые изменения вплоть до образования гнейсов и мигматитов (с пинитизированным кордиеритом). Нижняя серия сос-

тояла первично из глинисто-песчаных, часто углистых пород, эффузивов основного состава, а гармонийская отличалась от нее присутствием среди терригенных пород известняков и известковистых сланцев и меньшей ролью основных вулканитов.

Б. Цамбел и О. Чорна установили постепенный переход между метаморфическими сериями Малых Карпат и на основании палинологических исследований отнесли их к палеозою, не древнее ордовика и не моложе раннего карбона. Ранее [Regional ..., 1968] гармонийская серия по находкам остатков тентакулитов и криноидей относилась к девону. Изотопные измерения возраста пород дали значения 213–390 млн. лет [Цамбел и др., 1977]. Что касается возраста ярабской и кокавской серий, то разные исследователи относят их к разным уровням докембрия. В последние годы палинологи доказывают принадлежность почти всего кристаллического комплекса пород фундамента к палеозою (Б. Цамбел, О. Чорна — ряд работ) [Klinec et al., 1975; и др.]. Сейчас действительно нет ни одного факта, который бы прямо свидетельствовал о присутствии в Западных Карпатах докембрия. Однако остается еще очень много недатированных мезо- и даже катазональных метаморфических толщ, среди которых вероятность обнаружения докембрия высока.

Радиометрические данные проанализированы недавно А.К. Бойко [1975], который пришел к выводу о том, что во Внутренних Карпатах древнейшие ультраметаморфические преобразования с формированием синкинематических мигматитов и палингенно-анатектических гранитоидов произошли на рубеже девона и карбона, т.е. соответствуют бретонской фазе (360–330 млн. лет)¹. Можно согласиться с автором в том, что это была сильнейшая фаза преобразования вещества комплекса основания Западных Карпат. Вместе с тем имеющиеся значения 420–425 (434–455 с другой константой) млн. лет [Бойко, 1975] (Ж. Буршар и др.), хорошо коррелирующиеся с аналогичными значениями для Альп и Чешского массива, показывают, что метаморфические процессы протекали в рассматриваемой области и раньше.

Во всяком случае, вероятно, что мощные монотонные докембрийские (?) комплексы ярабской и кокавской свит вначале подверглись ассинтским (байкальским) складчатым деформациям и метаморфизму, в основном более слабому, чем герцинский. Подтверждением этому являются данные венгерских геологов (Э. Садецки-Кардош, Г. Вейн) о гранито-гнейсах в Шопронских горах (край Восточных Альп к юго-западу от Братиславы), имеющих радиометрический возраст первого метаморфизма 580 и последующего — 270–330 млн. лет. Также на северо-востоке Венгрии на границе с Чехословакией в Вий-Витаньской глыбе (западный край Земплинского горста) древняя полиметаморфическая группа пород, аналогичная когутской серии, имеет возраст первого метаморфизма 950 млн. лет с последующей позднепалеозойской перекристаллизацией (260 млн. лет). Здесь же имеется более молодая эпиметаморфизованная осадочно-вулканогенная серия пород (0 ?), перекрывающая тектонически первую группу. Ее радиометрический возраст 450–394 млн. лет и последующая перекристаллизация 262 млн. лет.

Метаморфические комплексы Татрид и Вепорид прорваны крупными посткинematическими полихронными герцинско-альпийскими интрузиями гранитоидов, возрастное разделение которых представляет собой сложную проблему. Кристаллические комплексы Центральных Карпат рассматривались в качестве составных частей древней Словацкой глыбы, отделенной от южной окраины Чешского массива Перипиенинским разломом [М. Машка, В. Зоубек в кн.: Будай и др., 1963]. Также две дотриасовые области, различные в структурно-формационном отношении, предполагал здесь Д. Андрусов. Однако, как можно было видеть, степень изученности фундамента Центральных Карпат не позволяет ясно представить, в чем собственно состоят эти различия. Поэтому кристаллическое основание Центральных Карпат (без Гемерской зоны) в дотриасовое время, вероятно, представляло собой продолжение древнего Чешского массива. Многие словацкие геологи на основании новых геолого-геофизических данных рассматривают сейчас клиппеновую зону не как глубинный линеймент, а как структуру более мелкого заложения — лобовую часть мегашарьяжа Внутренних Карпат, который в конце палеогена — начале неогена, будучи, сам сложным покровным сооружением, надвинулся в виде единого блока на Внешнюю зону Карпат.

¹ Недавно Н.П. Семененко, Б. Цамбел и другие получили значения 395–380 млн. лет по акцессорным минералам U-Th-Pb методом.

Верхнепалеозойские отложения сохранились в нескольких покровных элементах Внутренних Карпат к югу от зоны клиппов. Они залегают либо в виде автохтона на более древних отложениях, либо образуют отдельные или вместе с перекрывающим мезозоем аллохтонные пластины. По изменениям фациальных условий их образования, палеогеографическим признакам и данным по мезозойским отложениям, Й. Вазар и А. Возарова предложили следующее палинспастическое распределение отдельных тектонических элементов Внутренних Западных Карпат: I – северная седиментационная область, включающая Татриды и северную часть Велорид, II – центральная седиментационная область, включающая южную часть Вепорид, Хочскую зону и северную часть Гемерид, и III – южная седиментационная область, в которую входила южная часть Гемерид.

В северной области на метаморфическом основании несогласно залегают грубые молассовые отложения, включающие палеодациты и их туфы, средней и верхней перми, доказанной спороморфами (Е. Planderova, 1974–1978 гг.). В Южно-Вепорской зоне разрез начинается сероцветными песчано-алевролитопелитовыми отложениями стефана С – отена (по микрофлоре, определенной Е. Пландеровой и А. Возаровой). Выше они сменяются пермскими песчаниками и конгломератами (микрофлора определена З. Илавской). В стефане отмечены кварцевые порфириты, а в перми – кварцевые порфиры. Мощности пород 100–450 м, иногда более. В Земплинском горсте распространены угленосные (с антрацитами) отложения с флорой, верхов вестфала и стефана (до 1000 м).

Верхне-Восточно-Альпийские покровы и Южные Альпы

Верхне-Восточно-Альпийская (ВВА) система покровов (Сильвретта, Этцтал, Кампо, Низкий Тауэрн, Гурктальские Альпы, Коральпы и др.) объединяет основную часть громадных массивов кристаллических пород слагающих Восточные Альпы от полуокна Претигау до г. Грац. В Западных Карпатах им соответствуют средние и верхние субтатранские покровные единицы и гемериды. По геологическим данным, возраст кристаллических пород досреднекаменноугольный, а время метаморфизма различное – основное варисийское, но также и более древнее. Кроме того, во многих районах они подверглись альпийскому метаморфизму [Metz, 1966; Jäger, 1971; Niggli, 1972; и др.]. На них изредка согласно с постепенно уменьшающейся снизу вверх степенью метаморфизма, а чаще тектонически залегают мощные палеозойские серии пород ордовикско-девонского возраста. И слабо метаморфизованный палеозой и кристаллические образования перекрываются трансгрессивно с несогласиями верхнепалеозойскими отложениями. Выше с несогласием на всех предшествующих образованиях, включая самые древние кристаллические породы, залегают пермо-мезозойские толщи. Северные Известняковые Альпы и Северная граувакковая зона представляют собой палеозойско-мезозойский чехол ВВА, смещенный со своего первоначального основания к северу.

Итак, в ВВА Восточных Альп и в Западных Карпатах имеются три главных комплекса отложений: кристаллический, ниже-среднепалеозойский преимущественно геосинклинальный и верхнепалеозойский орогенный.

Кристаллические породы Восточных и Южных Альп

Комплекс "кристалликума" Восточных Альп представлен мощными сериями разнообразных пород, среди которых преобладают парагнейсы и слюдястые сланцы. Иногда встречаются сланцы с гранатом, силлиманитом и кианитом, прослой амфиболитов, реже эклогиты, горизонты крупнозернистых мраморов. Имеются также ортогнейсы. Все эти породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаши, испытали в той или иной мере последующий диафторез. Возраст метаморфических преобразований устанавливается изотопными измерениями, чаще всего в интервалах 430–450 (415–500, что соответствует каледонской тектонической эпохе), 240–330 млн. лет (герцинская эпоха) и несколько фаз в течение альпийской эпохи [Flügel, 1963; Grauert, 1966; и др.]. Для глайнальпского кристаллина недавно получены значения 560 и 500 ± 45 млн. лет по плагиогнейсам (ортогнейсы Этцтала –

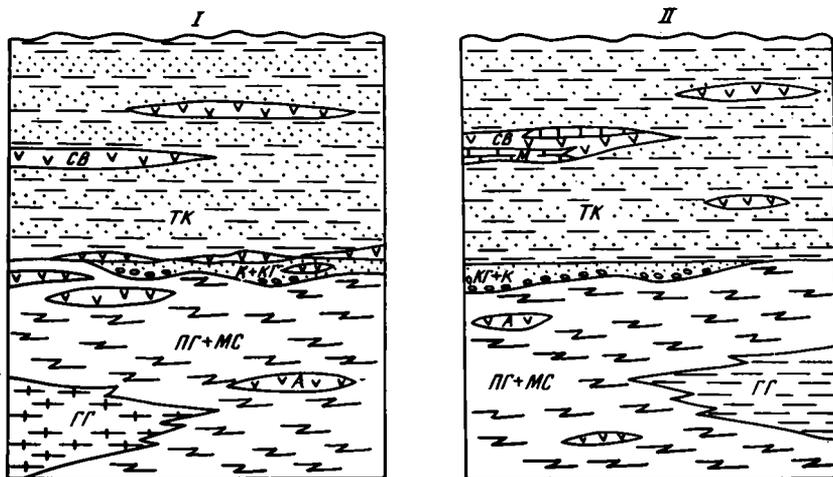


Рис. 19. Стратиграфические разрезы Туртальского района (I) и Гайльталского кристаллина (II), по Ф.П. Сасси, А. Занферрари, Г. Зирполи и др. [Sassi et al., 1974]

А – амфиболиты; КГ – конгломератовые сланцы; ТК – филлиты; ГГ – кислые ортогнейсы; М – мраморы; МС – слюдяные сланцы; ПГ – парагнейсы; К – кварциты; СВ – зеленые сланцы

436 ± 17 млн. лет, Rb-Sr изохронный метод) [Satir, 1976]. Единственная докембрийская датировка возраста галенита из мрамора в Моосбурге Каринтия 620 млн. лет.

Установление возраста кристаллических пород Альп и времени первого метаморфизма – задача чрезвычайно важная и еще неразрешенная. Многие авторы полагают, что это докембрийские комплексы, испытавшие докембрийский метаморфизм. На международной карте метаморфизма [Metamorphic ..., 1973], однако, наиболее древним показан каледонский метаморфизм. Среди кристаллических толщ местами присутствуют метаморфизованные палеозойские и мезозойские комплексы. Их разделением активно занимаются. Трактовка контактов – стратиграфические или тектонические между палеозоем (в особенности кварц-филлитами)¹ и предполагаемыми докембрийскими комплексами (рис. 19) – вызывает споры [Tollmann, 1965; Neugebauer, 1970; Thurner, 1971; Förster, Leonhardt, 1972; Sassi et al., 1974; Angenheister et al., 1975; Flügel, 1975 a, b; Heinisch, Schmidt, 1976; и др.].

Более или менее ясные стратиграфические контакты между кристалликумом и ордовиком имеются в нескольких местах вдоль южной границы Северной Граубаковой зоны в ее восточной части [Schönlaub, 1979]. Наиболее показательное место к югу от Капфенберга, где в покровной структуре альпийского возраста есть пластина, в которой фаунистически (кораллы и др.) доказанный ордовик залегает трансгрессивно на кристаллических породах (парагнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, эклогиты). Однако мощность разреза кристаллического основания в пластине всего 100 м, а ниже она отделена от другого кристалликума поверхностью шарьяжа, в связи с чем австрийские геологи сомневаются, можно ли распространять доордовикский возраст не только на эту 100-метровую толщу, но и на другие кристаллические комплексы? Эти сомнения вполне обоснованы, так как в условиях, крупных покровных структур наблюдаемые взаимоотношения могут характеризовать блоки, располагавшиеся к югу от Периадриатического линеамента, а не центральное ядро Альп.

Таким образом, докембрийский возраст кристаллического основания Верхне-Восточно-Альпийской системы покровов является вполне вероятным, но требует более серьезных доказательств.

К югу от Периадриатического линеамента в кристаллическом основании Южных Альп под верхнепалеозойской эрозионной поверхностью обнажаются парагнейсы и кристаллические сланцы (докембрий?), метаморфизованные от амфиболитовой до гранулитовой фаций (зона Ивреа). Цирконы из ортогнейсов имеют возраст не старше

¹ Кварц-филлитами австрийские геологи называют серые и зеленоватые филлиты и хлоритовые филлиты с лизовидными обособлениями кварца. Последние представляют собой метаморфические сегрегации либо остатки будинированных прослоев кварцевых песчаников.

430–550, а из парагнейсов – 600–2500 млн. лет. Известны герцинские граниты. Ультраосновные и основные (габброиды) породы зоны Ивреа не являются членом офиолитовой ассоциации, а представляют собой либо расслоенные интрузии, либо фрагменты из верхней мантии. По возрасту они относятся к герцинскому этапу (300–310 млн. лет, Rb-Sr), тогда же они подверглись метаморфизму, а выдвинуты на поверхность были в альпийскую стадию [Cawthorn, 1975; Gansser, 1968] (А. Бориани, Р. Сакчи, П. Гиз, П. Жиран, В.Г. Эрнст, Р.Т. Пиджон, А. Стек, Ж.-Ш. Тише).

В восточном продолжении ВВА вплоть до Спийшко-Гемерского Рудогория кристаллические породы выходят на поверхность спорадически и кое-где открыты скважинами в Малой Венгерской впадине. Их взаимоотношения с нижним палеозоем неизвестны. В районе сел. Фюле (Прибалатонье) радиометрические измерения филлитов (видимо, диафорированных) дали 705 ± 60 млн. лет с последующей перекристаллизацией в герцинскую эпоху – 305 ± 30 млн. лет [Белов, 1972]¹.

Нижний и средний палеозой Восточных и Южных Альп

Палеозойские отложения в Восточных Альпах к востоку от линии Юдикария и линии Качберг сходны как к северу, так и к югу от Периадриатического линеймента. В особенности это относится к нижнему и среднему палеозою. Поэтому имеет смысл охарактеризовать их совместно. При этом лучше начать с Карнийских Альп и Караванок, где они менее метаморфизованы и лучше изучены (см. рис. 16).

1. В основании палеозойского разреза Карнийских Альп Г.Р. Гертнер с 1931 г. выделял серию пород, состоящую из трех связанных взаимопереходами фаций: угва, шленге и химмельбергер. По последним данным, фация шленге оказалась нижекаменноугольной. Самое низкое стратиграфическое положение (ярус Bergoun) занимают мелководные песчаники (40–60 м) химмельбергер [Schönlaub, 1979]. Примерно на этом уровне западнее расположена толща (400 м) песчаников, кварцитов и граувакк с линзами (60 м) порфиринов, туфов и игнимбринов.

Выше следуют верхнеордовикские песчано-глинистые породы и лидиты, над которыми выделяются фации спокойных (застойных) и подвижных вод (Угва, Волайер и Шилькяльке). К первым относятся зеленовато-серые пятнистые алевролиты и коричнево-глинистые сланцы без песчаных прослоев, слабо карбонатные и небогатые остатками фауны. Вторые представлены кварцито-песчаниками, песчаниковыми сланцами и детритусовыми известняками, иногда богатыми остатками фауны, конгломератами (до 6 м). Для них характерны перекрестная слоистость, волноприбойные знаки и оползневые структуры прибрежных мелководных отложений. В составе обломочного материала верхнеордовикских песчаников преобладают кристаллические породы. Мощность верхнего ордовика 50–100 м.

В Долмитовых Альпах допермская часть палеозойского разреза, залегающая над полиметаморфической серией гнейсов докембрия (?), представлена (В. Симон, С. де Амико, Б. Занетин) кварцевыми филлитами, метаморфизованными песчано-глинистыми отложениями (парагнейсы) и покровами порфиридов (до 500 м) и зеленокаменных эффузивов. Этот комплекс (гораздо больше 1000 м) близок по составу и строению нижнему палеозою Восточных Альп. Восточнее в Южных Караванках в слоях верхнего ордовика описаны (Й. Лёшке) средние и кислые туфы (до 100 м), принадлежащие к щелочной трахитовой группе пород. Возраст ордовикских отложений обоснован фаунистически остатками мшанок, трилобитов, брахиопод, конодонтами, выделены карадокский и ашгильский ярусы. Нижняя часть разреза, возможно, относится к более раннему ордовику, на чем она лежит – неизвестно.

Выше по разрезу в зоне Южных Альп залегают силурийские отложения, в основании которых наблюдаются перерыв с отсутствием ряда граптолитовых зон либо крайняя конденсация разреза. Местами перерыв был более продолжительным – до начала лудлоу.

Силурийские отложения представлены полифациальным комплексом пород, состоящим из известняков (часто ракушечниковых) с брахиоподами, криноидеями и конодонтами (20–50 м), глинистых сланцев с трилобитами и граптолитами (до 100 м), кремнистых сланцев с граптолитами и лидитов (до 80 м). Среди них

¹ В этой же работе ссылки на венгерские источники.

также выделяются фации застойных и подвижных вод, более глубоководные и более мелководные.

Девонские отложения залегают согласно с постепенным переходом на силурийских. Они начинаются темными плитняковыми известняками (Plattenkalke), выше которых согласно залегают различные по составу, генезису и мощности известняки, в частности серые и желтоватые плитняковые и мощные (свыше 1000 м), относящиеся к рифовой фации ($D_1 + D_2$).

Разрез заканчивается свилеватыми известняками (50–100 м), относящимися к верхнему девону и турнейскому ярусу нижнего карбона.

Мощные карбонатные отложения фашиально замещаются менее мощными красноватыми и серыми известняками с сетчатой и свилеватой текстурой. Они содержат фауну гониатид и климений, охватывают весь девон и даже, может быть, часть силура, иногда выделяясь в фацию раухкофель, и имеют мощность 50–100 м (рис. 20).

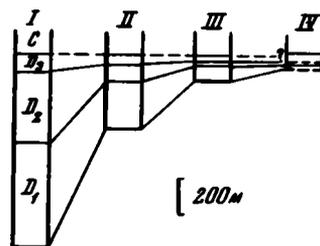


Рис. 20. Сравнение мощностей основных фаций девонских отложений, по Х.Р. Шенлаубу

I — мелководная, Зееварте; II — переходная, Целлон; III — флазерных известняков, Высокий Триб; IV — сланцево-лидитовая, Западные Караванки

Кроме того, в различных местах Карнийских Альп встречаются глинисто-песчаные породы с прослоями ленточных лидитов, известняков и известняковых брекчий, содержащих радиолярий и конодонт эмса, среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Вместе с лидитами встречаются лидитовые брекчии, карбонатные туффиты, линзы туфов основного и кварц-кератофитового состава и силлы основного состава. В Посруке (район хребта Козьяк) на границе с Югославией известны глинистые сланцы, диабазы и диабазовые туффиты с прослоями известняков лудлова, эмса и среднего девона. Все эти образования выделяются в третью фацию девона — глинистых сланцев и лидитов, имеющих также небольшую мощность (порядка 50 м).

Девонские отложения характеризуются исключительно богатым набором фаунистических остатков строматопороидей, кораллов, брахиопод, гастропод, двустворок, цефалопод, трилобитов, конодонт и др. Недавние исследования [Bandel, 1972; Ebner, 1973; Schönlaub, 1979; Tessensohn, 1974] позволили выделить девонские отложения прибрежно-морские, лагунные, барьерного рифа, континентального склона, батиальные и абиссальные.

Известняки глубоководного происхождения характеризовались красными, пестрыми и серыми тонкозернистыми микритами с обломками растворения, неправильными поверхностями растворения и марганцево-железистыми корками. Они переслаиваются со слоями (1–200 см) типичных турбидитов, поступавших из мелкого моря¹. Для глубоководных известняков характерны кальцисферы, радиолярии, цефалоподы, стилолины, кремнистые фораминиферы и остракоды.

В районе Волайер (Wolayer) выделены осадки нижнего девона, образовавшиеся на глубине до 4000 м без влияния турбидитных потоков. Здесь осадконакопление чередовалось с перерывами и образованием поверхностей отверделого дна (hard ground).

В Центральных Карнийских Альпах в эйфельском ярусе получен фашиальный профиль от выровненной аридной суши через отложения обширной лагуны с рифовыми островами к сплошному рифовому поясу, за которым находился континентальный склон с накапливавшимися у его подножия турбидитными осадками и затем — открытый океан с вероятными глубинами 4000–5000 м.

Нижнекаменноугольные отложения в Центральных Карнийских Альпах начинаются с глубоководных исключительно маломощных микритовых, пелмикритовых и

¹ Литологические исследования позволили Ж.Б. Ван [Vai, 1980] построить другую модель условий осадконакопления с глубинами пелагического бассейна за краем рифа не более 1000 м.

пелспаритовых известняков, лидитов и радиоляритов с остатками иглокожих, радиолярий и конодонтами турне и раннего визе. Из-за своей малой мощности они очень редко сохраняются в разрезе в связи с перерывом и небольшим размывом, предшествовавшим накоплению следующей толщи флиша Хохвипфель. В югославской части хребта Южные Караванки этот тип разреза продолжается без перерыва до конца визе, а накопление флиша начинается с намюра [Schönlaub, 1979]. Верхневизейские известняки встречены в олистолитах во флишевой толще. Последняя залегаet со стратиграфическим перерывом, изредка — с угловым несогласием на верхнем девоне (Порто ди Коцци). Представлена она флишоидным переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и конгломератов с гальками известняков, лидитов, кварца, основных вулканитов, граувакк, пегматитов и слюдяных кварцитов. Среди них встречаются пачки кремнистых сланцев и изредка прослой основных и кислых (дациты) вулканитов (свита Пленге-Димон, П. Польслер) [Flügel, 1975]. В Южных Караванках выделяется граувакково-порфиroidная толща, одновременная флишу, содержащая прослой известняков с конодонтами раннего карбона [Ramovs, 1971]. Там же имеется в районе Зееберг прекрасно выраженная мощная олистостромовая толща намюра с крупными олистолитами девонских известняков. Представления Х. Флюгеля [Flügel, 1964] о пресноводно-континентальном происхождении слоев Хохвипфель справедливы лишь отчасти. Более детальными исследованиями сейчас доказано [Tessensohn, 1971; Schönlaub, 1979; и др.], что эта толща накапливалась в основном в условиях глубокого морского бассейна и сложена осадками оползневыми, грязевых потоков, турбидитов и типичным флишем — правильным чередованием граувакк, алевролитов и глинистых пород. Мощность флишево-олистостромовой толщи свыше 1000 м, ее возраст по находкам остатков флоры циклостигма, кордаитов, спор и пыльцы и бедной фауны определяется как поздний визе — вестфал А, В, (С?)

2. Палеозойские отложения, растространенные к северу от Альпийско-Динарско-го шва в Каринтии, в Саузале, Ремшниге, в районе Граца, в Бургенланде и Мюрау, имея второстепенные отличия, обладают общим сходством с разрезами Южных Альп (рис. 21, см. рис. 16).

На основании работ в основном австрийских и немецких исследователей [Schöpenberg, 1970; Flügel, 1964, 1975; Kleinschmidt, Neugebauer, 1975] (Э. Клар, Ф. Тидиг и др) выяснилось, что в основании палеозойского разреза везде залегают в большей или меньшей степени метаморфизованные (от анхи до мезозоны) ордовикские отложения. Они представлены глинистыми сланцами с прослоями песчаников и редкими прослоями мраморов с еще более редкими конодонтами и основными и средними вулканитами (спилитовые пиллоу-лавы, метадиабазы, метаандезиты, метатUFFы и метатUFFиты, празиниты, эпидот-амфиболитовые сланцы). В верхней части этой толщи на границе с силуром повсеместно присутствуют кислые вулканиты — порфиroidы и метакератофиры, в связи с которыми возникло понятие "порфиroidная плита".

Слабо метаморфизованная толща кислых вулканитов островодужного типа Средней Каринтии внутри серии Магдаленберг (O—S—D?) представляет собой [Rehl-Herwirsch, 1971] сложное переслаивание красно-фиолетовых, фиолетовых и зеленых туфов, коричневых туфов и лав, брекчиевых туфов, конгломератовидных туфов (может быть бывших пляжных галечников), кератофиров, песчаных туфов с ляпильями, пепловых туфов, вулканических бомб. Присутствуют субвулканические интрузивные тела. Мощность ее 400—700 м, а суммарная мощность нескольких пластов порфиroidов 10—150 м. В Северных Караванках в районе г. Эйзенкапфель изучен сходный разрез (650 м) нижнепалеозойских отложений, особенно интересный своими базальтовыми вулканитами [Loeschke, Weber, 1973; Loeschke, 1973] (Х. Экснер и др.). В его основании залегаet толща глинистых сланцев и граувакк с прослоями известняков с конодонтами раннего палеозоя [Flügel, 1975], затем толща (несколько сотен метров) зеленокаменных спилитизированных пород — чередование пиллоу-лав, массивных эффузивов, пирокластических пород (красно-фиолетовые и зеленые туфы и туффиты и др.) и силлов основного состава. Последние имеют мощность 1—30 м, в основании самых мощных содержатся ультраосновные дифференциаты (пироксениты и роговообманковые перидотиты). По первоначальному составу эффузивы относятся к щелочным оливиновым базальтам (муджиэриты и гавайиты). В этом районе пока неизвестна офиолитовая ассоциация пород в полном виде, но

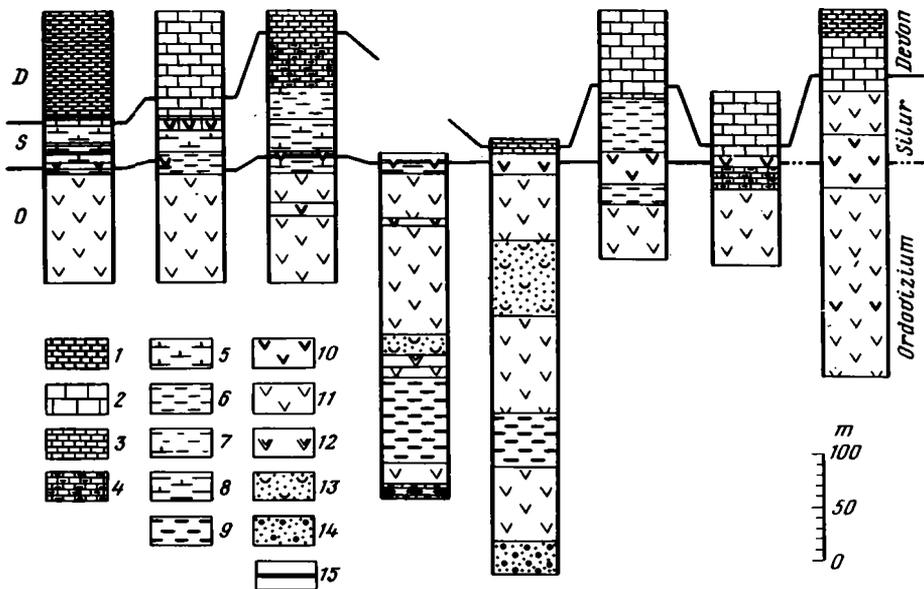


Рис. 21. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозойских отложений южной части горной области Зауальпе и окрестностей, по И. Нейгебауэру и Г. Клейншмидту [Neugebauer et al., 1971]

1-4 — различные мраморы; 5-9 — филлиты: 5 — карбонатные, 6 — зеленые, 7 — черные, 8 — слюдястые, 9 — серебристые; 10 — метакератофир; 11 — основные метавулканисты; 12 — ультраосновные метаматиты; 13 — туфитовый кварцит; 14 — графит-кварцит; 15 — графитовый лидит

присутствуют, кроме вышеуказанных эффузивов и силлов, в долине Эбриах вдоль разлома линзы серпентинизированных гипербазитов, тела габбро-диоритов. Метаморфизованные и дислоцированные нижнепалеозойские отложения прорваны диоритами и гранитами с возрастом 244 и 224 ± 9 млн. лет (K-Ar).

Силурийско-девонские отложения Центральных Альп представлены песчанистыми и глинистыми сланцами с прослоями известковистых сланцев, плитчатых известняков, лидитов и лидитовых брекчий, основных вулканитов, кремнистыми сланцами и филлитами. Мощность прослоев мраморов, которых особенно много в верхней части серии, достигает до 350 м, а в районе г. Граца известняки, доломиты и доломитовые песчаники девона имеют мощность до 1000–1500 м и содержат часто примеси туфого материала основного, среднего и кислого состава и прослой туфов и основных вулканитов. Среди карбонатных пород этого района выделяются осадки прибрежной зоны и открытого моря [Fenninger, 1975].

В Восточной Каринтии в горах Зау-Альпе и Кор-Альпе ордовикско-девонские породы в различной степени метаморфизованы и часто тектонически перетасованы в разрезе вместе с "древним кристаллином". Это положение породило споры об их возрасте и взаимоотношениях. Ряд детальных работ позволил выяснить стратиграфическое сходство разрезов этих мест и остальных районов Восточных Альп [Schönbauer, 1970; Pilger, Weissenbach, 1965; Kleinschmidt, Neugebauer, 1975] (П. Грошопф и др.), а находки криноидей (Г. Клейншмидт) и конодонт в эпиметаморфизованных, ранее относившихся к докембрию слоях окончательно подтвердили правильность сопоставлений метаморфизованных и неметаморфизованных свит (рис. 22, 23). К основанию некоторых эвгеосинклиналиных разрезов здесь приурочены гипербазиты и эклогитовая серия пород (до 2500–3000 м), что, возможно, свидетельствует о вскрытии нижних горизонтов палеозойской земной коры океанического или островодужного типа и верхней мантии.

3. В основании разреза Северной Граувакковой зоны выделяются под различными названиями в разных тектонических покровах и районах сходные комплексы пород (тонкослоистые граувакковые сланцы, вильдшенуэрские сланцы, зильбербергские сланцы), состоящие из темных, иногда фиолетовых песчано-глинистых сланцев, филлитов, песчаников и конгломератов, серицитовых блестящих с подчиненными прослоями лидитов и кремнистых сланцев, известняков, диабазов и основных туфов,



Рис. 22. Геологическая схема Каринтии и Восточных Альп, по Р. Шененбергу [Schönenberg, 1967]

1 — нижний и средний палеозой слабо- и неметаморфизованный; 2 — эпизональный комплекс палеозоя; 3 — гнейсы и гранитоиды Зауальпе

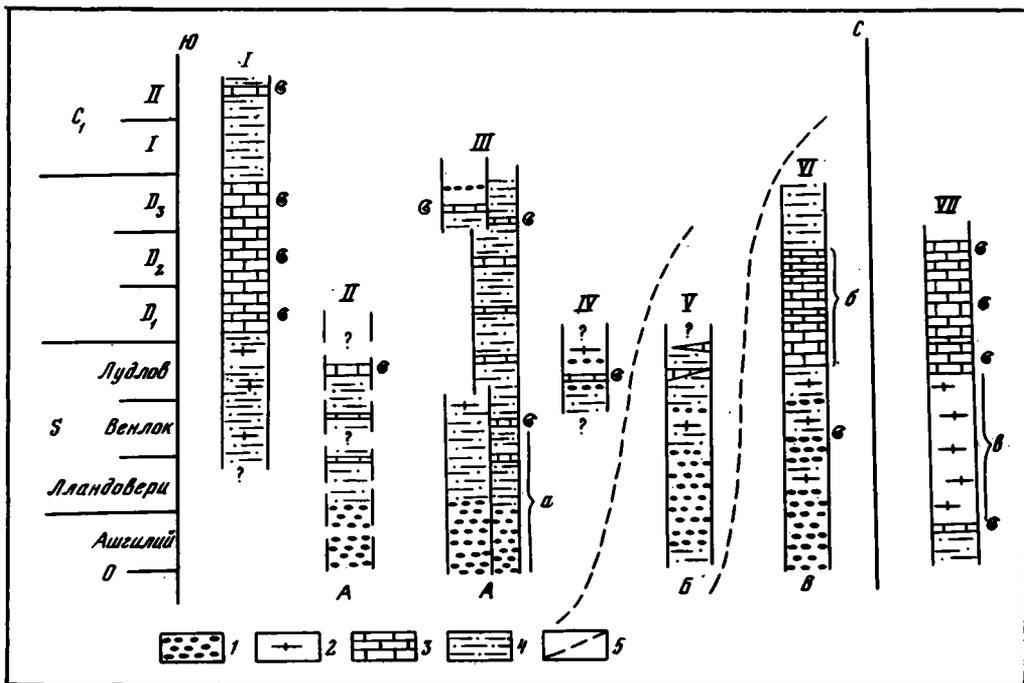


Рис. 23. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозойских отложений в Восточных Альпах (расположение см. на рис. 22)

Караванки: I — Зееберг, II — Айзенкаппель; Клагенфуртский бассейн: III — Крацфельд, IV — северо-восточнее Гриффена, V — западнее Велькермаркта, VI — южнее Зауальпе, VII — Айзенерц, по Г. Флайсу; А — слабый метаморфизм (анхизона); Б — верхи эпизоны; В — низы эпизоны; а — серия Магдаленсберг; б — мраморы Хальмбург-Трикинер; в — серия Блассенек. 1 — диабазы и их туфы; 2 — порфириоиды, в том числе метакератофиры и кератофировые туфы; 3 — известняки, доломиты, мраморы; 4 — глинистые сланцы и граувакки; 5 — линии, показывающие, что эти комплексы тектонически могут лежать один на другом

часто превращенных в зеленые сланцы, кератофинов. Конгломераты содержат гальки и иногда валуны кварцитов, серицитовых сланцев, аплитов, известняков, плагиигранито-гнейсов. Находки конодонт в граувакковой серии доказывают карадокский и ашгильский ярусы ордовика [Schönlaub, 1979]. Предполагается, что нижняя часть этой серии относится к низам ордовика и кембрию (см. рис. 16, V). Мощность серии до 1000 м.

Далее выделяется меняющаяся по мощности (максимальная 600 м) толща порфиroidов (бывшие лавы, туфы, игнимбриты) Блассенек, относящиеся к верхам ордовика. Над порфиroidами имеется небольшой перерыв в самых верхах ордовика и на границе ордовика–силура, маркируемый местами кварцевыми конгломератами и кварцитами с косою слоистостью, филлитовыми и мраморными брекчиями (до 30–60 м).

Силурийские и согласно залегающие на них девонские отложения представлены известняками и доломитами, фациально с постепенными переходами замещающимися глинистыми сланцами и песчаниками. Лландовери часто представлен вулканогенно-терригенной фацией (темные глинистые сланцы, кварциты, кварцевые порфиры, туффоиды, зеленые сланцы, диабазы) мощностью до нескольких сотен метров. Кроме того, описаны своеобразные фации силурийско-девонских красных рудоносных известняков (коннепруские известняки) и силурийских доломитово-кремнисто-сланцевых и глинисто-карбонатно-кремнистых отложений.

Как среди силурийских, так и среди девонских карбонатных отложений выделяются мощные рифовые коралловые известняки и маломощные более глубоко-водные (в частности, с цефалоподами). Фаунистически доказаны лландоверийский, венковский и лудловский ярусы силура и все три отдела девона. Мощность силурийских отложений от нескольких десятков до нескольких сотен метров, девонских – 150–1000 м. Верхний девон иногда переходит в нижний карбон небольшой мощности [Flügel, 1975].

Нижний и средний палеозой Северной Венгрии и Спишско-Гемерского Рудогорья

Северо-западная часть Паннонского бассейна также принадлежит к системе Альпийско-Западно-Карпатских герцинид.

В Кёсегских горах (см. рис. 37) известны кварц-филлиты, известково-сланцевые сланцы, филлиты, известковые филлиты, мраморизованные известняки и конгломераты, а также вулканогенные породы: кварцевые порфиры, диабазы и их туфы. Эти эпиметаморфические толщи уверенно сопоставляются с нижним палеозоем и девоном Восточных Альп. К востоку от г. Кёсега аналогичные породы известны по данным буровых скважин.

На остальной части рассматриваемой области палеозойские породы установлены в широкой полосе, вытянутой вдоль ее юго-восточной границы. Внутри этой полосы по характеру палеозойского разреза резко различаются район Прибалатонско-Веленцейский и район гор Бюкк-Сендрё.

В первом из этих районов палеозойские отложения образуют два комплекса пород, разделенных крупным перерывом и несогласием: среднепалеозойский, представленный морскими геосинклинальными отложениями силура–нижнего карбона, и верхнепалеозойский, представленный континентальными орогенными формациями среднего карбона – перми. Второй район отличается присутствием ордовикско-девонских отложений и полного разреза верхнего палеозоя, представленного морскими отложениями. Этот разрез, по мнению многих исследователей [Balogh, 1964; и др.], имеет определенно южноальпийско-динарский характер. Присутствие морских верхнепалеозойских отложений, вскрытых скважинами к юго-востоку от Прибалатонско-Веленцейской гряды, намечает линию связи между бассейнами Северной Венгрии и Южно-Альпийско-Динарским.

Древнейшими отложениями Задунайского Среднегорья являются эпиметаморфические сланцы, обнаженные вдоль оз. Балатон и гранитного плутона Веленце. Это мощная преимущественно песчано-глинистая толща подразделена на три свиты. Нижняя песчаниковых, кварцитовых и хлоритовых сланцев не содержит палеонтологических остатков. Средняя представлена серицит-песчаниковыми сланцами с линзами кремнистых сланцев и прослоями кварцевого порфира и диабаза. Линзы черных кремнистых сланцев содержат остатки граптолитов силурийского возраста. Верхняя свита сложена серицитовыми, песчаниковыми и хлоритовыми сланцами с маломощными прослоями кварц-порфировых туфов и туффитов. Отложения этой свиты заметно менее метаморфизованы. Мощность всех трех свит не менее нескольких сотен метров. Можно предполагать, что ее нижняя часть древнее силура. К девонской

системе в районе оз. Веленце и юго-западнее г. Секешфехервара условно относится преимущественно карбонатная толща пород. Она представлена белыми кристаллическими и полукристаллическими известняками, доломитовыми известняками, железистыми и битуминозными известняками, местами с прослоями серицитовых, хлоритовых и пещанистых сланцев и филлитов.

Ксенолиты кристаллических известняков часто встречаются в плиоценовых базальтах Балатонского нагорья. Нижнекаменноугольные отложения известны только в районе г. Сабадбаттьяна, где они залагают над предположительно девонскими кристаллическими известняками. Они представлены темными известковистыми, мергелистыми и глинистыми сланцами, глинистыми сланцеватыми песчаниками и битуминозно-графитовыми известняками. Возраст доказываемся остатками кораллов, брахиопод и фораминифер визейского века. Прорывающие нижний карбон граниты плутона Веленце считаются в Задунайских Средних горах допермскими.

Продолжением описываемой полосы является палеозой на юго-востоке Внутренних Карпат в Спишко-Гемерском Рудогорье. В его изучение внесли большой вклад Д. Андрусов, О. Фузан, Л. Снопко, М. Машка, В. Зоубек, М. Магел, Ш. Баяник и другие чехословацкие геологи [Будай и др., 1963; Regional ..., 1968; и др.]. Стратиграфическое изучение доверхнепалеозойских толщ сильно продвинулось в последнее время. Так, выяснилось, что выделенные ранее гельнишкая и раковецкая серии представляют собой единую непрерывную ассоциацию пород [Grecula, 1970, 1971], между ними нет несогласия, на основании которого здесь устанавливалась каледонская эпоха складчатости. Обе серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, представляют собой некоторые фациально-стратиграфические обособления и в общем разрезе "старшего" палеозоя (3–5 км, рис 24) разделены на несколько толщ.

Внизу псамито-флишевая толща (дрнавские слои, до 1000 м), состоящая из флишеидного переслаивания серых кварцитов и филлитов, местами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Затем толща графитовых сланцев (слои Бетлиар, свыше 500 м) – графитовые и графит-серицитовые филлиты с прослоями лидитов, метапсамитов, порфиридов, меньше диабазовых пород, местами линзы мраморов до 120 м мощности. В верхней их части присутствует горизонт черных углистых лидитов, очень сходных с верхнесилурийскими "кизельшифер" Восточных Альп. Выше залегает полифациальная вулканогенная толща (слои Гнилец, 1500–2500 м), представленная внизу преимущественно зелеными филлитами, а выше собственно вулканогенным комплексом. Последний состоит из филлит-диабазовой раковецкой фации, филлит-порфириид-диабазовой, филлит-порфириидной и филлитовой фаций. По данным Ш. Баяника, вулканические породы "старшего палеозоя" относятся к островодужному типу.

Возраст гельнишко-раковецкой группы пород подтвержден спорово-пыльцевыми комплексами как силурийско-девонский, вероятно присутствие ордовика и нижнего карбона. Прежние палинологические данные о докембрии – кембрии пересмотрены на более обширных материалах в пользу палеозоя. По обломочным цирконам из песчаников низов палеозоя получены значения 945–660, а по цирконам из кварцевых порфиоров – 420–360 млн. лет (Pb-U) [Grecula, Varga, 1977].

Древний палеозой образует несколько самостоятельных пластин внутри гемерско-го аллохтонного элемента. В каждой из них разрез несколько иной, выпадают отдельные толщи, преобладают то терригенные породы, то вулканогенные разного состава, от кварцевых порфиоров до спилит-диабазов.

Среди палеозойских образований Спишко-Гемерского Рудогорья есть и пластины с офиолитами. В карьере и разведочной канаве к западу от г. Кошице разрез их представлен апогарцбургитовыми серпентинитами (до 50 м), амфиболитами (апогаббровыми?) и аподиабазовыми, 400 м), затем диабазами и их туфами и филлитами. Возраст офиолитов допозднепалеозойский.

В полосе, продолжающей Южные Альпы, в горах Сендрё разрез начинается с толщи светлых мраморов, темных глинистых и графито-углистых мраморов и рыжевато-серых известково-серицитовых сланцев с прослоями кварцитов. Мраморы преобладают. В этой толще Т. Яшко встречены остатки члеников криноидей и крупная гастропода, ближе не определяемая. Возраст этой толщи впервые указал В.И. Славин как ордовикский на основании фауны криноидей, известковых губок и археоциат, определенных Г. Вологдиным. Однако конкретных названий родов и видов фаунистических нахо-

Рис. 24. Литостратиграфическая колонка гельнической серии, по П. Грецуле [Gresula, 1970]

1 — метапсамиты, переслаивающиеся с филлитами; 2 — графитовые и серицитовые филлиты; 3 — карбонатные породы; 4 — кислые и основные метапирокластиты; 5 — хлоритовые и хлорит-серицитовые филлиты с тонкими прослоями кварцитов; 6 — диабазовые породы; 7 — кислые и средние метапирокластиты; 8 — кварцевые порфиронды; 9 — литиды

док приведено не было. Кроме того, как известно, археоциаты не встречаются в отложениях моложе нижнего кембрия. Поэтому относительно возраста этой толщи остаются сомнения.

Выше залегает толща филлитов и глинистых сланцев с немногочисленными прослоями известняков, песчаников и литидов. Она отделена от толщи мраморов стратиграфическим перерывом. В ее основании имеется горизонт базальных конгломератов (1 м), переходящих вверх в песчаники (5 м) и затем в толщу переслаивания песчаников и глинистых сланцев. Галька конгломератов состоит из подстилающих мраморов (90%), кварца и серицитовых сланцев. В прослоях литидов обнаружены остатки граптолитов силура (Я. Оравец), Hydrozoa, Protozoa и Chytinozoa. Вполне вероятен также ордовикский возраст нижней части толщи, которая в целом близка нижнему палеозою Восточных и Южных Альп.

Выше по разрезу в горах Сендрё согласно залегают темные известняки с прослоями глинистых сланцев и песчаников. В известняках обильные остатки кораллов, амфифор и других нижнего и среднего девона.

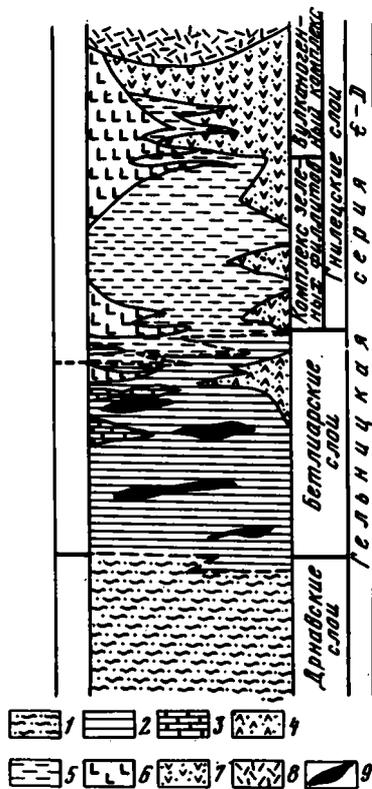
Этот разрез надстраивается в горах Упшонь, где выделены три комплекса (Х. Коцур, Р. Мок): 1) массивных известняков (D_2 ?), 2) известняково-глинистый (D_3-C_2 b), состоящий из глинистых сланцев с прослоями тонкослоистых известняков с конодонтами, миндалекаменных диабазов и туффитов, и 3) песчаников и аргиллитов (C_2 ?) с прослоями литидов и в верхней части — песчаников, конгломератов и линз марганцевых руд. Верхняя часть среднего комплекса, где мало известняков, и верхний комплекс сходны со слоями Хохвипфель Южных Альп и с такой же последовательностью отложений в горах Медведница близ Загреба.

Верхний палеозой Восточных и Южных Альп и Западных Карпат

Верхнепалеозойские отложения представляют собой характерные образования орогенной заключительной стадии герцинского этапа развития. Они везде отделены от подстилающих, смятых в складки и метаморфизованных отложений древнего палеозоя поверхностью регионального несогласия. Правда, в разных зонах эта поверхность проходит на разных стратиграфических уровнях, что говорит о постепенном растянутом во времени переходе к орогенной стадии.

Южные Альпы и горы Бюкк

В Карнийских Альпах верхнепалеозойский орогенный комплекс начинается со свиты Ауэрниг (ритм Ауэрниг), залегающей с резким угловым несогласием и базальными конгломератами в основании на смятых в складки и шарьированных слоях Хохвипфель, на известняках девона и др. Мнение о тектоническом положении свиты Ауэрниг в стратиграфическом разрезе Южных Альп (И. Аргириадис) не было поддержано в позднейших работах [Flügel, 1975]. Эта молассоидная толща представляет собой многократное переслаивание морских и континентальных отложений (первое морское затопление падает на мячковский век, т.е. на вестфал D), в котором четко чере-



дуются песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, иногда слегка красноцветные, и маломощные пласты известняка, часто переполненные окаменелостями. Они расчленяются на бедные известняками (иногда с флорой) и на богатые известняками чисто морские группы пластов. Обломки кварца, кремнистых пород, филлитов и мезозональных кристаллических сланцев указывают на близость побережья, вероятно, северного.

Фаунистические остатки брахиопод, кораллов, фораминифер указывают на связь с Русской платформой и определяют возраст свиты Ауэрниг в пределах верхов среднего (мячковский горизонт, вестфал D) и всего верхнего карбона. В хребте Караванки по фораминиферам установлены гжельские и оренбургские слои (В. Коханская-Девиде, А. Рамовш). Мощность свиты около 700 м.

Свита Ауэрниг в Карнийских Альпах и Караванках согласно перекрывается слоями Раттендорф (ассельский ярус, 200–460 м), в основании которых проводится граница карбона и перми. Они состоят из псевдошвагериновых известняков с редкими прослоями терригенных пород. Завершается разрез нижней перми трогкофельскими известняками сакмарского–артинского ярусов, местами (Караванки) фациально замещающимися тонкообломочными отложениями. Их мощность от нескольких десятков до 400 м.

Палеоэкологические исследования с использованием разных групп организмов позволили Э. Флюгелю [Flügel, 1974] прийти к выводу о том, что нижнераттендорфские слои накапливались в прибрежных условиях мелководья на площади неравномерно опускавшегося, морфологически и батиметрически расчлененного внутреннего шельфа. Верхнераттендорфские слои отлагались на удаленном от берега батиметрически слабо дифференцированном шельфе в условиях равномерного опускания. Глубина позднераттендорфского моря в районе австрийско-итальянской границы была 10–20 м, соленость нормальная, движение воды умеренное с редкими донными течениями. В трогкофельский век на шельфе стали образовываться рифовые постройки, и, наконец, самые верхние локально развитые трессдорфские известняки сформировались в условиях мелководной седиментации в удаленной от берега зоне.

Континентальные верхнепалеозойские отложения распространены в Бергамских и Ломбардских Альпах, где в районе Лугано известны терригенная лимническая толща с остатками флоры вестфала В–С и красноцветные молассы, кварцевые порфиры и порфириты перми (до 3000 м, с остатками растений, озерных пелеципод и следами позвоночных). В Карнийских Альпах и Доломитах, Южном Тироле и в прилежащих частях Югославии также известны нижнепермские андезиты, трахиандезиты, дациты и риолиты (боценовские игнимбриты – до 1000 м). Флора красного лежня найдена в них близ Трегиово.

На трогкофельских известняках, кварцевых порфирах и даже кристаллических сланцах (Лессинские Альпы, Шиво-Рекоаро) с перерывом залегают греденские песчаники – континентальные однородные красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты. Перерыв в их основании связывают с заальской фазой складчатости, хотя угловых несогласий между ними и трогкофельскими известняками и не наблюдалось. Мощность греденских слоев резко меняется от 30 до нескольких сотен метров. Возраст определяется находками флоры, спор, тетрапод низов гваделупского яруса (верхний ротлигенд). Выше греденских пластов залегают доломиты, доломитовые известняки, пещеристые доломиты, гипсовые глины и глины, образующие постепенный переход к морскому триасу. Это широко известные пласты "беллерофон". Их мощность 100–500 м. По комплексу спор эти слои напоминают разрез Северо-Альпийских Соленых гор, а также разрезы верхней перми Венгрии и немецкого цехштейна [Klaus, 1963]. Водоросли, мелкие фораминиферы, гастроподы определяют верхи гваделупского яруса и джувльфинский ярус перми.

В горах Бюкк разрез верхнего палеозоя начинается с мощной глинисто-сланцевой толщи, содержащей прослой известняков и песчаников. Ее датируют как намюр, башкирский ярус, нижнемосковский подъярус. Возможно, она соответствует слоям Хохвицфель Южных Альп. Ее контакт со средним палеозоем не наблюдался, тем не менее К. Балог предполагает между ними перерыв и несогласие. Мощность толщи 1100 м.

Выше залегают согласно песчано-глинистая толща, содержащая редкие линзы темных известняков и кварцевых конгломератов. Она относится к верхнемосковскому

подъярусу и верхнему карбону и сравнивается со слоями Ауэрниг. Мощность 400 м. В карбонатных прослоях в ее верхней части содержатся обильные остатки фузулинид, относящихся по возрасту, видимо, к переходным слоям от карбона к перми.

Следующая вверх толща (250 м) сравнивается с греденскими песчаниками Южных Альп. В ее основании, по Ц. Шретеру, имеется перерыв. Она представлена переслаиванием пестроцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. В верхней части ее имеются доломиты. К. Балог считает эту толщу лагунным регрессивным образованием. Она охватывает артинский и кунгурский ярусы нижней перми и, возможно, низы верхней перми. Фаунистических остатков в ней не встречено.

Выше согласно залегают черные битуминозные известняки с пачками доломитов, содержащие обильную фауну поздней перми (верхи гваделупского яруса и джюльфинский ярус). Их мощность 200–400 м. Переход к нижнему триасу постепенный. Связующим звеном между палеозоем гор Бюкк и Южных Альп являются вскрытые скважинами известняки с фораминиферами позднего карбона в районе г. Кората к югу от оз. Балатон и перми (белерофоновый горизонт) в районе г. Дабаша и к югу от оз. Веленце.

*Центральная зона Восточных Альп и Северная граувакковая зона,
их продолжение в фундаменте Малой Венгерской впадины
и Спишко-Гемерское Рудогорье*

Иная картина развития верхнего палеозоя наблюдается к северу от Альпийско-Динарского шва. Здесь перерыв в осадконакоплении, разделяющий ранне-среднепалеозойский и позднепалеозойский этапы развития, падает на середину раннего карбона. Новый комплекс осадков начинается местами с морских отложений верхнего визе, залегающих с перерывом или несогласием на более древних комплексах. Выше они переходят в чисто континентальные. В целом разрезы гораздо менее полные.

В долине р. Гайль у г. Нёч каменноугольные отложения, возможно, лежат на девонских и на "древнем кристаллине". Разрез, заключенный между двумя крупными субширотными разрывами, начинается с толщи зеленокаменных диабазов с прослоями глинистых сланцев, алевролитов и известняков. Диабазы отличаются присутствием, кроме массивных разностей с неясно выраженной подушечной отдельностью, еще диабазовых брекчий с обломками мраморов, кварцитов, амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов в диабазово-туфовом цементе. В пачках осадочных пород обнаружены остатки кораллов, трилобитов и других организмов позднего визе. Общая мощность толщи около 300 м.

Этот диабазовый разрез, вероятно, можно интерпретировать как проявление вулканизма в области тылового растяжения по отношению к основной области сжатия и складко- и покровообразования. Не исключено, что более известные диабазы долины Эбриах близ Айзенкапеля представляют аналогичные и одновозрастные образования (их K-Ar определение возраста 300 млн. лет).

Над диабазами расположены неправильно чередующиеся темные сланцы, слюдястые песчаники и конгломераты, выше переходящие в толщу с более правильным флишоидным чередованием тех же пород. Состав гальки в конгломератах аналогичен нижней пачке. Мощность верхних толщ около 1000 м, фаунистически доказанный возраст — наюр, вверху, где встречаются остатки флоры, возможно, вестфал. Они рассматриваются [Kodsi, Flügel, 1971] (Ф. Тессензон) как аналог флиша Хохвипель Южных Альп, отличающийся от последнего менее правильной последовательностью смены слоев, большей их мощностью (иногда до 100 м), многочисленными включивающимися прослоями конгломератов с большим количеством гальки кварца.

В районе г. Граца переход от девона к карбону осуществляется либо постепенно, причем нижний карбон образован в этом случае крайне конденсированным карбонатным разрезом, либо в интервале верхний девон — наюр С в разрезе фиксируется несколько размывов и перерывов без угловых несогласий [Ebner, 1976]. Вестфальские алевролиты и аргиллиты (с флорой) залегают с перерывом и корой выветривания в основании на разных горизонтах намюра и на верхнем визе. Их мощность до 100 м.

Нижнекаменноугольные отложения в покрове Файч залегают на девонских с размывом и небольшим несогласием и начинаются с полимиктовых конгломератов

(галька гранитов, кварца, аплитов и др.). Выше следуют глинистые и графитовые сланцы, слюдястые песчаники и фашиально замещающие их известняки и доломиты с метасоматическими магнезитами. Иногда встречаются вулканические брекчии. Возраст этой мелководной лагунной толщи — позднее визе, возможно намюр, мощность свыше 500 м.

Над ней с несогласием лежит толща континентальных отложений: песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, графитовые сланцы, местами черные глинистые сланцы, содержащие месторождения графита. Остатки флоры датируют намюр и вестфал А, В и С, мощность серии свыше 1000 м.

Следующий верхнепалеозойский комплекс начинается во многих местах в центральной части Альп (Бруннахёе, Альтхофен, Бреннер, Туррах) с отложений вестфала D, иногда с более поздних — стефанских (А, В, С) слоев, залегающих непосредственно на кристалликуме. Этот комплекс представлен глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами, с угольными и антрацитовыми прослойками и горизонтами, содержащими обильные растительные остатки. В обломочном материале преобладают продукты разрушения гранитов, кристаллических сланцев и различных гнейсов. Мощность до 100—200 м и менее.

Продолжением его служат пермские красноцветные отложения, часто залегающие непосредственно на смятых комплексах среднего палеозоя или на подвергшихся диафорезу кристаллических породах. Они заполняли отдельные межгорные впадины. Пермская толща представлена красноцветными и серыми песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами. В нижних и средних частях ее встречаются кислые вулканы, близкие боценовским кварцевым порфирам. Верхняя часть толщи имеет преимущественно песчано-конгломератовый характер. Кровлю этой толщи образуют верфенские слои с окаменелостями. Например, в средней Каринтии (Христофберг и др.) красные полимиктовые конгломераты, песчаники, аргиллиты, включающие эффузии и туфы кварцевых порфиров, содержат внизу остатки флоры с *Callipteris conferta* [Ameron et. al., 1976]. В верхней их части встречаются гипсовые пластинки. Общая мощность толщи достигает 600 м.

В ряде случаев предпермский перерыв охватывал также время накопления раттендорфских и трогкофельских слоев, а континентальные отложения перми сопоставляются с греденским и беллерофовыми слоями, или цехштейном. В Гайльталльских Альпах ниже триаса расположена толща (100—400 м) красных песчаников, полимиктовых конгломератов и брекчий, содержащих обломки кварцевых порфиров, диафоритов и мезозональных кристаллических пород. Она залегают трансгрессивно на нижнепалеозойских филлитах, а по северному краю Гайльталльских Альп — на кристаллических сланцах. Среди красноцветов встречаются гипс и доломит, что сближает их с беллерофовыми слоями верхней перми. В Грифенских горах (к югу от Зау Альпе) известны соляные источники (беллерофовый уровень). Далее к северу в Туррахе красные песчаники и сланцы ("верхцирмские" слои) залегают несогласно на карбоне и относятся условно к верхней перми.

Сходная картина известна и в Северной граувакковой зоне (район г. Эйзенерца), где красные конгломераты, песчаники и глинистые сланцы, иногда с прослоями кварцевых порфиров, трансгрессивно с резким несогласием залегают на разных горизонтах нижнего и среднего палеозоя. Их мощность 100—300 м. Как и в Средней Каринтии, у основания Северных Известняковых Альп среди них имеются эвапоритовые толщи (до 700 м) с включениями соли. Спорово-пыльцевой анализ, проведенный Ф. Клаусом [Klaus, 1963], показал возрастную эквивалентность этих слоев беллерофовым и греденским слоям верхней перми Карнийских Альп.

Беллерофовому уровню отвечают и слои Хасельгебирге Норийского покрова, представленные песчано-граувакковыми мергелистыми известняками с прослоями каменной соли, гипса, ангидрида и доломитов. Мощность свыше 100 м [Tollmann, 1964].

В фундаменте Малой Венгерской впадины верхнепалеозойские континентальные отложения залегают с несогласием на кристаллических комплексах и нижне-среднепалеозойских отложениях. Спорадически встречаются конгломерато-песчано-алевролитоглинистые толщи до 1100 м с углем и остатками флоры среднего и позднего карбона. В районе Фюле мощность вестфальских отложений 600 м. Более широко распространены красноцветные отложения перми, несогласное налегание которых

на силурийские зеленые сланцы ясно наблюдается в окрестностях оз. Балатон. Пермь представлена песчаниками, конгломератами, брекчиями, глинисто-алевролитовыми сланцами. Местами среди них встречены сероцветные пачки с тонкими пропластками угля. Севернее Веленцейского гранитного массива в юго-восточных предгорьях гор Вертеш в верхней части пермской толщи встречены лагунные ангидрито-гипсоносные отложения, переходящие вверх в морские известняки, доломиты и мергели триаса. Возможно, в этом районе присутствует частично и морская пермь [Balogh, Barabás, 1971–1972].

Палеонтологическое обоснование возраста красноцветной толщи очень ненадежно. В гальке конгломератов часто содержатся кварцевые порфиры типа боценовских. По всей вероятности, красноцветная толща Задунайского Среднегорья и прилежащих районов соответствует в основании греденским слоям, а в целом по возрасту верхам нижней и верхней перми. Мощность красноцветной толщи увеличивается с юго-востока к северо-западу от 200 до 800 м.

Верхнепалеозойские, в особенности каменноугольные, отложения области Гемерид напоминают соответствующие по возрасту толщи, распространенные к северу от Альпийско-Динарского шва в Восточных Альпах. Составить окончательное представление о них, однако, по имеющимся описаниям очень трудно. Нижеприведенные сведения почерпнуты из работ чехословацких исследователей [Mahel, 1976; Regional geology. . . , 1968; Varga, 1971; Vozárová, Vozár, 1975; Permian. . . , 1979]. Выделены два пояса верхнепалеозойских отложений — северный и южный, сливающиеся на западе в районе Добшина, и к западу от поперечного разлома Штитник протягивается до района г. Лученец одна узкая их полоска.

Каменноугольные отложения в разных районах начинаются с несколько разновозрастных слоев; считается, что они с крупным перерывом и несогласием залегают на ниже-среднепалеозойских метаморфизованных сериях. В то же время все они находятся в зоне напряженных тектонических деформаций, и их отношение к подстилающим и перекрывающим отложениям до сих пор дискутируется. В восточной части северного пояса распространены желтые хлоритовые, местами серицитовые филлиты, слюдисто-песчано-глинистые сланцы и песчаники. Конгломераты с обильной галькой кварца и кристаллических пород Вепорид появляются несколько выше основания разреза. В верхней части разреза присутствуют основные туфы и туффиты и линзы органогенных известняков и магнезитов (сравните магнезиты в верхневизе-намюрских слоях покрова Файч Северной граувакковой зоны Альп). Толстослоистые, обычно криноидные или коралловые (частично рифовые) известняки содержат прослой глинистых сланцев. Остатки кораллов и брахиопод датируют визе и намюрский ярус. Мощность этой толщи до 1000 м.

Западнее в северном поясе в нижней части разреза распространен пелито-псаммитовый комплекс, начинающийся с конгломератов либо с переслаивания глинистых сланцев и песчаников, включающих филлиты и темные и светло-серые лидиты (до 2 м мощности). В верхней части в этом комплексе доказаны отложения московского (вестфальского) яруса. Нижняя его часть, возможно, относится к намиюру. Мощность 100–300 м.

Нижний комплекс перекрыт псефито-пелитовым комплексом большой мощности, который залегают преимущественно на древнем основании. В его нижней части часто залегают полимиктовые конгломераты (150–200 м мощности) и косо-слоистые песчаники (литоральная фация), которые вверх и латерально замещаются песчано-глинистой толщей. По остаткам флоры комплекс датируется вестфалом В–D. Его мощность до 800 м.

В районе Добшина каменноугольные отложения начинаются с базальных «конгломератов с карбонатным цементом, переходящих выше в комплекс известняков и доломитов с прослоями темных глинистых сланцев. Фаунистические остатки и спорово-пыльцевые комплексы датируют верхнемосковский подъярус и вестфал В. Мощность карбона здесь 400 м.

Карбоновые отложения заканчиваются регрессивной параллической формацией вестфала D — стефана А–В. Континентальные отложения перми в северном поясе залегают с несогласием на каменноугольных и представлены красноцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками, кварцитами и различными слюдисто-глинистыми сланцами. Присутствуют покровы кварцевых порфиров, порфиритов

и туфовые прослои. Характерна резкая фашиальная изменчивость отдельных пачек и горизонтов. В верхней части толщи, переходной к триасу, отмечены гипс и ангидрит в пачке глинистых сланцев, переслаивающихся с тонкозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Мощность перми 400 м.

Определенное сходство с северным поясом верхнепалеозойских отложений имеет нижняя часть разреза Хочского покрова, который обычно помещают при палеотектонических реконструкциях между Гемеридами и Вепоридами. Наиболее низкие слои, участвующие в строении покрова, представле. . песчано-глинисто-сланцевым с прослоями карбонатов комплексом мелководных отложений вестфала С—D и стефана. Они перекрываются континентальной высокой степени зрелости терригенной толщей перми (Гронский тип) с основными и средними вулканитами, в верхней части представленной лагунными отложениями верхнего отдела.

В южном поясе верхнепалеозойских отложений наиболее древними образованиями являются слои Дубрава (свыше 500 м), представленные внизу доломитами, биогермными известняками с глинистыми сланцами в основании (намюр), а выше диабазовыми туфами, туффитами, переслаивающимися с зелеными сланцами и содержащими линзы известняков (вестфал).

Пермские отложения южного пояса, как предполагают словацкие исследователи Й. Возар, А. Возарова и другие, образовались в области седиментации, непосредственно связанной с обширной морской областью Северной Венгрии (разрезы гор Бюкк, Упюнь и Рудобанья). Пермская вулканогенно-терригенная свита Рожнява — Железник (500—800 м) перекрывает несогласно кембро-девонские образования Гемерид. Местами в основании перми присутствуют отложения стефана В—С. Пермь представлена терригенными отложениями, образовавшимися в континентальных условиях обширных аллювиальных вееров, простиравшихся от области сноса к бассейну накопления. В их дистальной части отлагались тонкозернистые озерные отложения. В осадконакоплении выделяются два мегацикла: нижний с грубыми обломочными отложениями (песчаники и конгломераты олигомиктового состава) и верхний с тонкозернистыми отложениями и горизонтами песчаных карбонатов и доломитовых известняков с эвапоритами в верхних частях. Последние указывают на переход к лагунным фациям и наступление морской седиментации уже на границе перми и триаса. Среди осадочных пород присутствуют континентальные субазральные вулканиты кислого и среднего состава. Глубоководные отложения свиты Мелиата с офиолитами, относившиеся ранее, предположительно, частично к перми, принадлежат к триасу.

Некоторые черты доальпийской тектоники, история тектонического развития и основные особенности палеогеографии Альпийско-Западно-Карпатской системы в палеозое

Герцинское складчато-покровное сооружение, которое, вероятно, содержит и более древние элементы, подстилает все тело Альп и Западных Карпат и втягивается более или менее интенсивно в альпийское структуро- и горообразование [Clag, 1971; Angenheister et. al., 1975; Regional, 1968] (Г. Вейн, Ж.Б. Ваи и др.). Освободить герцинскую структуру от альпийских дислокаций и выявить конкретные региональные ее особенности в настоящее время невозможно. Можно лишь заметить наиболее крупные относительно приподнятые и опущенные зоны и кое-где установить фрагменты герцинских структур для небольших районов.

В предмезозойской структуре Альп и Западных Карпат на севере и западе намечается древнее поднятие, сложенное преимущественно докембрием, прорванным герцинскими гранитоидами (Внешняя зона Альп и Карпат — форланд Чешского массива, кристаллические массы Пеннинских и НВА покровов и Татро-Вепориды). В его пределах существовали наложенные прогибы и впадины (Бриансонская угольная борозда и др.). Верхнепалеозойская структура имела, вероятно, складчато-глыбовый характер.

В Восточных и Южных Альпах намечается герцинский синклиниорий, продолжавшийся в фундаменте Малой Венгерской впадины и в Гемеридах. Северный край этой структуры захватывал форланд Пеннинской зоны, а о южном можно только догадываться. Синклиниорий был заполнен смятыми в складки и шарьированными

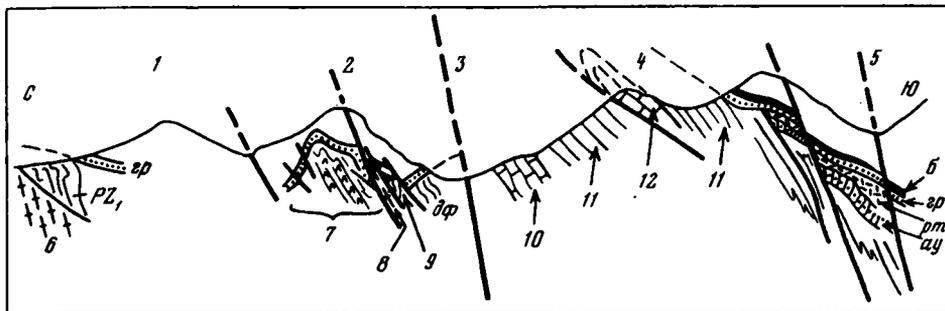


Рис. 25. Схематический разрез через область серии Гольдек-Нёч-Карнийские Альпы, по Х. Флюгелю [Flügel, 1975], с дополнениями

1 - Блайберг; 2 - Нёч; 3 - Гайльталь; 4 - Остерниг; 5 - Валь Канале; 6 - древний кристаллин; 7 - карбон Нёч; 8 - граниты и древний кристаллин; 9 - чешуя карбонатных филлитов девона; 10 - плитчатые известняки; 11 - флиш Хохвицфель; 12 - девон Остернига; б - слои Беллерофон; гр - Грёденские слои; рт - слои Раттендорф и Трогкофельские известняки; ау - слои Ауэрниг; дф - диафоритовый кристаллин долины Гайль; PZ₁ - сланцы, лежащие севернее мезозоя долины Дравы

одна на другую, с участием допалеозойского основания, толщами от ордовика до слев Хохвицфель. В Южных Альпах поверх дислоцированного палеозойского комплекса (рис. 25) располагается позднепалеозойский прогиб, накладывавшийся со все большим несогласием по мере движения к западу на более древнее основание. К востоку он продолжался до гор Бюкк и Сендрё. Севернее была сформирована система наложенных молассовых впадин. Периазиатический линеймент, возможно, наследует положение не менее важного герцинского шва. Существование герцинских покровных структур и их роль в современном строении Альп и Западных Карпат представляют собой актуальную проблему альпийской геологии. Имеется несколько конкретных районов, где такие структуры доказываются либо предполагаются [Андрусов и др., 1973].

Северная граувакковая зона, вся представляющая собой альпийский шарьяж, содержит элементы варисцидской покровной структуры. В районе Эйзенерцской граувакковой зоны (группа Хохшваб) две пластины палеозойских пород, надвинутых одна на другую, срезаются сверху трансгрессивной границей в основании перми [Flajs, 1967]. Западнее в районе Кицбюэля та же пермская толща залегает трансгрессивно на перевернутой серии нижнего палеозоя.

Очень вероятно, что тектоническое надвижение серии Хабах вместе с офиолитами в центральном ядре Высокого Тауэрна произошло впервые в герцинское время, затем они испытали воздействие позднепалеозойских гранитов (превратившихся позже в ортогнейсы), а в альпийское время произошло повторное движение и усложнение этой структуры.

Перекрытие серии Магдаленсберг близ Клагенфурта стефанскими отложениями позволяет предполагать, что аналогичные, но метаморфизованные в разной степени толщи ордовика, силура и девона, образующие вместе с древним кристаллином три системы покровов в близрасположенных горах Зау-Альпе и Кор-Альпе [Schönenberg, 1970; Neugebauer, 1970; Pilger, Weissenbach, 1965; Kleinschmidt, Neugebauer, 1975], были шарьированы также в предстефанское время.

В районе Нёча верхнекаменноугольно-пермские слои залегают трансгрессивно на чешуйчатой структуре, состоящей из нёчских гранитов, диафоритованных кристаллических сланцев, девонских и каменноугольных пород (см. рис. 25). Х.Флюгель [Flügel, 1975] предполагает астурийский возраст чешуйчатой структуры.

Все это означает, что в восточной части ВВА в альпийское развитие была вовлечена древняя герцинская покровная структура, возможно, характеризующаяся южной вергентностью. Есть указания о герцинской тектонике и в НВА единицах Восточных Альп: в окне Вехзель трансгрессия пермо-мезозоя на различные древние дислоцированные слои и герцинская складчатость в домезозойских сериях Высокого Тауэрна. "Для альпийской области подтверждается проявление интенсивной варисцидской тектоники и метаморфизма, хотя в деталях картину событий еще трудно воссоздать" [Flügel, 1975, с. 667].

Исследование Южных Альп [Vai, 1980] показало, что альпийские надвиговые поверхности обновили дизъюнктивные и деформировали складчатые формы, рассекли и сжали предшествующую сложную герцинскую структуру, которая сохранилась лишь частично, в отдельных клиньях. В большинстве же районов герцинские движения доказываются не прямыми методами, а посредством перерывов, разломных уступов, оползневых брекчий, нептунических даек, олистостром и огромных олистолитов, происходящих из зоны мелководного платформенного карбонатнакопления и отложившихся в сжимающемся флишевом бассейне в течение намюра. При этом предполагается образование крупных сорванных покровов чехла, которые были позже (в раннем—среднем вестфале) вместе со всей структурой подвергнуты дальнейшему сжатию с образованием чешуйчатых надвигов и поддвигов и значительным сокращением пространства. Ж.Б. Вай полагает, что герцинское сокращение коры в Южных Альпах было значительно более сильным, чем альпийское.

Допалеозойские этапы тектонического развития Альп нам известны плохо. В байкальский этап территория, куда входили Внешние массивы Западных Альп, являлась частью обширной геосинклинально-океанической области. Вероятно, остальные альпийские зоны также входили в эту область. Ее развитие завершилось в кадомскую эпоху тектогенеза. Некоторые исследователи, изучавшие историю деформации в метаморфических породах Восточных Альп [Thurmer, 1971; и др.], выделяют допалеозойский этап складчатых деформаций. Вероятно, он сопровождался явлениями метаморфизма, в последствии затушеванными герцинским и альпийским метаморфическими процессами.

Палеозойский (каледоно-герцинский) тектонический этап развития начался в Альпах и в юго-восточной части Карпатской области в начале ордовика или в кембрии. В отношении обстановки, существовавшей в начальные стадии развития, можно высказать два предположения. Либо здесь существовал с юго-запада от Восточно-Европейского континента океанический бассейн, в котором в результате усилившейся тектонической активности начались геосинклинальные процессы, либо на поздне-докембрийском складчато-метаморфическом, местами субконтинентальном, местами субокеаническом основании, разделявшем Европейский и Африканский континенты, начался процесс рифтогенеза, приведший затем к образованию нового океанического бассейна. Поскольку нормальных взаимоотношений между ордовикскими комплексами и их основанием почти неизвестно, то оба предположения равноверны. Мне представляется предпочтительным второе из них.

К карадокскому веку на части рассматриваемой территории существовал крупный, видимо, неглубокий, прогиб, в котором накапливались преимущественно глинисто-песчаные осадки, в меньшей степени карбонатные и вулканогенные. Вулканизм был основного и среднего (до дацитов) состава. Вспышка тектонической активности произошла в конце ордовика — начале силура. В это время усилились вулканические процессы, выразившиеся по данным Х. Хайнича в излиянии и выбросах на обширной территории щелочных и нормальных кислых лав и туфов, в том числе субаэральных ингимбритов. Тогда же произошли извержения гранитов, образование мигматитов и сильный метаморфизм, выявленные почти повсеместно в кристаллических комплексах Альп и местами в Западных Карпатах и характеризующиеся значениями радиометрических измерений 450—430 млн. лет [Бойко, 1975; Jäger, 1971; Niggli, 1972; и др.]. Вероятно, во время, близкое к этим событиям, произошло окончательное раскрытие предполагаемого Восточно-Альпийского палеорифта и образование бассейна с океаническим типом земной коры. Может быть, следами океанической части этого бассейна являются типичные океанические базальты района Айзенкаппеля и некоторые тектонические пластины с офиолитами в Восточной Каринтии и в Высоком Тауэрне. Следствием этих событий является прекращение местами (яснее это фиксируется в Карнийских Альпах и в Северной грауваксовой зоне) на непродолжительное время осадконакопления.

С начала силура можно предполагать возникновение структур типа островных дуг (контрастные и андезитовые вулканические серии, перемежающиеся с осадочными толщами, в Средней Каринтии, в районе Мюрау, в Северной грауваксовой зоне и Спишско-Гермерском Рудогорье), которые продолжали развиваться и в девонское время. Влияние интенсивных вулканических процессов силурийско-девонского времени чувствуется повсеместно в Восточных Альпах (Грацский палеозой, Зебергер

и др.) в виде прослоев лав, туфов, туффитовых пачек. Даже во многих зонах с карбонатным осадконакоплением присутствуют пепловая и туфовая примесь, прослой туфов, вулканогенно-кремнистых пород.

В силурийском периоде в Караванках и Карнийских Альпах устанавливается существование зоны шельфа с изменчивыми глубинами. Как мелководные карбонатные, так и глубоководные карбонатные и кремнисто-глинистые осадки характеризуются очень небольшими мощностями. Рифовые постройки Северной граувакковой зоны, вероятно, также относятся к островодужному типу.

С раннего девона до начала позднего девона территория Восточных Альп была занята глубоким морем с мелководными банками и краевыми поясами лагун и рифов, близких к южной (?) суше. Мелководные и глубоководные области были связаны одна с другой турбидитными течениями. В конце позднего девона дно моря опустилось и на месте прежнего шельфа глубоководная седиментация продолжалась до конца раннего карбона. В начале турнейского века глубина бассейна достигла уровня карбонатной компенсации и на дне стали отлагаться маломощные глинисто-кремнистые осадки (сейчас лидиты и радиоляриты).

Процесс, с которым связаны поднятия, сокращение бассейна осадконакопления, складчатость, гранитный магматизм и метаморфизм, усилился в Альпах с середины раннекаменноугольной эпохи. В северных зонах в последевонское — допоздневизейское время произошли поднятия, вероятно сопровождавшиеся складчатостью (судетская фаза) и метаморфизмом. При этом если эта область и представляла собой в турнейском и ранневизейском веках область осадконакопления, то соответствующие осадки (видимо, по аналогии с Южными Альпами, очень маломощные) были уничтожены предверхневизейской эрозией. О процессах метаморфизма этого времени свидетельствуют радиометрические значения, сгущающиеся в интервале 350—330 млн. лет.

В зоне Южных Альп с позднего визе началось накопление флиша Хохвипфель, которому предшествовал небольшой размыв, уничтоживший более ранние каменноугольные отложения или часть их. Флишевое осадконакопление распространялось постепенно в южном направлении, где до конца визе (в югославских Южных Караванках) продолжалось глубоководное осадконакопление, а образование флишевой формации началось с намюрского века. Верхневизейские известняки встречаются в олистолитах в низах намюрского флиша. Более скудные данные по Западным Карпатам и Северной Венгрии не противоречат нарисованной картине ранне-среднепалеозойского развития Альп.

В намюрский век бассейн флишенакпления достиг своего максимального развития, а севернее в это время уже шло накопление континентальных угленосных моласс, в том числе в Бриансонской зоне. Эпоха складчатости, начавшаяся в визейском веке, резко закончилась перед временем вестфала. Далеонской фазой складчатости и шарьирования, охватившей все зоны. Эти процессы сопровождался интенсивным метаморфизмом и образованием гранитов (300—310 млн. лет). Вероятно, ультраосновные (310 млн. лет) и основные (300 млн. лет) магматические тела, обнажающиеся сейчас в зоне Ивреа, внедрялись в это время на границе земной коры и мантии. Можно вполне обоснованно утверждать, что герцинский тектогенез в Альпах и Западных Карпатах имел громадное значение и, может быть, приближался по своим масштабам к альпийскому, но хуже изучен.

С конца среднего карбона в связи с усилением поднятий почти во всех зонах стали накапливаться грубые континентальные отложения. К югу от Периадриатического шва (а также в области Хочского покрова и Гемерид в Западных Карпатах) морское осадконакопление периодически сменялось континентальным. Позднекаменноугольно-пермский прогиб глубоко вдавался с востока в континентальную область. Лишь один раз в греденское время он был осушен и превращен в континентальную равнину, соединявшуюся на юго-востоке с морским бассейном Динарид. В течение позднего палеозоя контрастность тектонических движений периодически усиливалась и ослабевала. Наибольший рост горных хребтов и вспышка магматической деятельности происходили в конце ранней и начале средней перми. Позднепермские отложения накапливались в гораздо более обширных впадинах. Их формирование началось в греденское время, когда одни и те же фации отложений распространились как к югу, так и к северу от Периадриатического линейамента. В противоположность мнению

многих геологов [Flügel, 1975, и др.], это показывает наряду с общим сходством в последовательности тектонических событий, что и в позднем палеозое не было непроходимой резкой границы между Южными Альпами и областью, расположенной к северу, т.е. это не были две области, принадлежащие разным континентальным блокам (Евразии и Гондване).

В позднeperмскую эпоху расколы и опускания произошли в краевой части Чешского массива, образовался прогиб, протягивавшийся в Пьемонтскую зону Западных Альп, родоначальный для будущего Пеннинского прогиба. В нем шло накопление "альпийских веррукано", лагунных толщ, проявлялся подводный основной вулканизм [Трюмпи, 1965; Tollmann, 1964, 1965; Bederke, 1959].

Перед триасом в Альпах произошли небольшие поднятия; не затронутым ими остался лишь Пеннинский прогиб, где триасовые отложения связаны постепенным переходом с верхнепермскими. Образовавшиеся при этом перерывы и несогласия в разных районах выражены по-разному, но в целом не резкие.

В течение триаса в области будущих Альп и Западных Карпат господствовали преимущественно спокойные условия обширных мелководных морских (временами лагунных) бассейнов миогеосинклинального или платформенного типа [Трюмпи, 1965]. В то же время более интенсивно продолжались процессы раздробления консолидированного в герцинскую эпоху основания с образованием рифтов, более глубоких прогибов, из которых в дальнейшем сформировались океанические структуры Мезотетиса.

Палеотектонические реконструкции герцинской и догерцинской структур Альп и Западных Карпат основаны на предварительной реконструкции домеловой структуры путем снятия эффекта альпийских покровных деформаций (см. рис. 14). В результате этой операции был получен латеральный ряд палеотектонических элементов для мезозоя (с севера на юг): Внешняя зона — Пеннинская зона — НВА — ВВА — Южные Альпы. Возвращая герцинский офиолитовый аллохтон из Пеннинской зоны к югу и помещая его между островодужными разрезами ВВА и краем Молдавского микроконтинента, можно получить реконструкцию для среднего палеозоя (см. рис. 74). На этом же рисунке показаны профили для позднего палеозоя после герцинского скупивания и для начала мезозоя. Близкие взгляды развивает Х. Флюгель, который полагает, что возможной сутурой Палеотетиса является Перипеннинский линеамент.

ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

Восточные Карпаты, Южные Карпаты и Апусени имеют сложное покровно-складчатое строение. В каждом из этих горных сооружений своя система покровов. В соответствии с представлениями М. Сэндулеску [Săndulescu, 1975], В.Е. Хаина и др. [1975], покровы Карпат могут быть расправлены, смещены в свое первоначальное положение. Один из вариантов допокровного строения Карпат показан на рис. 26.

Очерк стратиграфии и структуры

Сообщаемые ниже сведения по геологии Восточных Карпат основаны на работах И.и Е. Бэрча, М.А. Беэра, А.К. Бойко, С.Л. Бызовой, М.В. Воинова, Ф.И. Жукова, В. Илиеску, Х.и Ф. Крейтнер, С.С. Круглова, В.И. Лашманова, М.Г. Ломизе, М. и Г. Мурешан, Г. Питуля, С.Г. Рудакова, В.И. Славина, М. Сэндулеску, В.Е. Хаина и др. [Хаин и др., 1968, 1975; Bercia et al., 1976; Iiiescu, Muresan, 1972; Kräutner, 1972a,b; Săndulescu, 1972, 1975].

В Восточных Карпатах выделяются две зоны — Внешняя и Внутренняя. Внешняя зона представлена системой флишевых покровов (чехла) миоценового возраста (Молдавиды, по М. Сэндулеску), а внутренняя образована системой покровов (цокколя) среднемелового возраста, надвинутых на флишевую зону (Восточные Дациды, по М. Сэндулеску). Во Внешней зоне доальпийские комплексы не обнажаются. Внутренняя зона — Мармарошский массив, сложена преимущественно доальпийскими метаморфическими породами и гранитоидами, несущими маломощный чехол триасово-нижнемеловых образований, участвующий в покровах. Посттектонический чехол образуют верхний мел — палеогеновые вулканиты. Мармарошский мас-

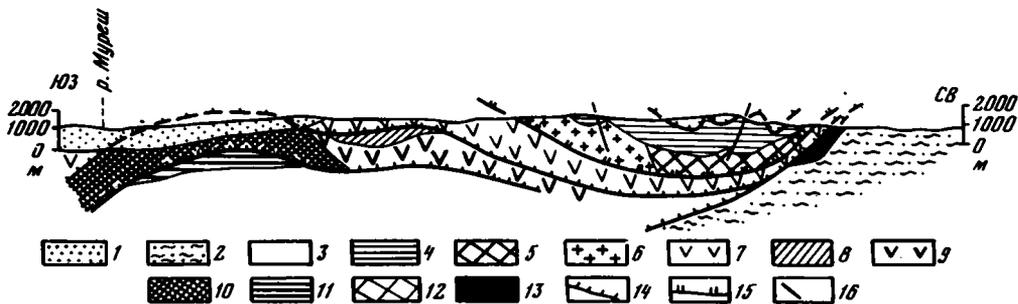


Рис. 27. Профиль через Кристаллино-Мезозойскую зону Восточных Карпат, по И. Берча, Х. Крейтнеру, М. Мурешану [Bercia et al., 1976], с незначительными изменениями

1 – поставстрийский осадочный чехол; 2 – зона флиша; Кристаллино-Мезозойская зона: 3 – осадочные отложения Трансильванских покровов; Буковинский покров: 4 – осадочный чехол ($P_2 - K_1$), 5 – серия Бретила (PE_3), 6 – гранито-гнейсы Хэгимаш (PE_3); покровы Буковинский и Родна-Местекэниш нерасчлененные: 7 – серия Тульгеш ($V - E_1$); покров Якобени: 8 – серия Изворул – Муреш ($C_1 ?$), 9 – серия Тульгеш ($V - E_1$), 10 – серия Ребра (PE_3); покровы Марамуреш: 11 – осадочный чехол ($P_2 - J$), 12 – серия Бретила (PE_3); 13 – тектонические чешуи (осадочный мезозой и метаморфические породы во фронте кристаллическо-мезозойской зоны); 14 – поверхность австрийских покровов; 15 – поверхность доальпийских покровов; 16 – субвертикальные разломы

перемещение этого покрова произошло в герцинское время с востока на запад из более внешней позиции в более внутреннюю, где он перекрыл эпиметаморфический комплекс будущего (альпийского) Буковинского покрова [Sandulescu, 1975].

Среди доальпийских образований Мармарошского массива выделяются четыре комплекса: докембрийский, докембрийско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский и верхнепалеозойский. Соответственно их определяют как добайкальский, байкальский и два последних как герцинские.

1. Докембрийский комплекс (3000 м) представлен гнейсами и кристаллическими сланцами серии Бретила (Белопотокская, гнейсы Рарэу), развитыми в нижних покровах элемента Бретила и в покрове Рарэу. Гнейсово-сланцевые комплексы прорваны гранитоидами, внедрившимися до регионального метаморфизма (850 ± 50 млн. лет, K-Ar). Позже породы серии Бретила подверглись герцинскому ретрометаморфизму и альпийскому динамометаморфизму. Возраст пород серии определяется румынскими исследователями в интервале позднего докембрия 1600–850 ± 150 млн. лет.

2. Позднедокембрийско-нижнепалеозойский комплекс состоит из двух серий: Ребра и Тульгеш. Они распространены в основании покровов Буковинского, Суббуковинского и Якобени. Никаких более древних толщ среди комплексов этих покровов не обнаружено, с серией Бретила серии Ребра и Тульгеш имеют тектонические контакты.

Серия Ребра (Ребра-Бернар, Бистрица-Бернар) сложена терригенными, карбонатными и основными вулканогенными породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Она подразделена на три свиты. Нижняя (500–1000 м) сложена преимущественно терригенными породами с редкими прослоями карбонатных и основных вулканогенных пород. Средняя (100–2000 м) включает главным образом мраморизованные известняки и доломиты. Терригенные прослои представлены слюдяными сланцами. С известняками ассоциируют стратиформные сингенетические сульфидные руды свинца и цинка. Верхняя (500–6500 м) представлена терригенными породами с прослоями основного состава магматических и спорадически карбонатных пород. С амфиболитами ассоциируют железные руды типа Лан-Диль. Возраст свиты Ребра, по палинологическим данным, поздний докембрий. K-Ar изохронный метод указывает на региональный метаморфизм 850 ± 50 млн. лет, возраст по свинцу определен в 670 млн. лет.

Серия Тульгеш обычно залегает тектонически на серии Ребра. Лишь на юге Мармарошского массива в районе Вошлэбени имеются стратиграфические взаимоотношения между свитами. Однако исследователи расходятся во мнениях относительно характера контакта: часть из них (А. Штрекейзен, М. и Г. Мурешан) считают его соглас-

ным и постепенным, а другие (Х. Саву, Х. Крэйтнер) находят на границе перерыв и метаморфическое несогласие.

Серия Тульгеш (деловещкая) представляет собой вулканогенно-осадочную формацию, мощностью несколько тысяч метров. Кислые метатufы являются ее характерным компонентом. Серия разделена на три свиты. Нижняя — преимущественно терригенная (графитовые и кварцитовые, серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы, кварциты) с включением кислых метатufов, редких прослоев известняков и амфиболитов. Мощность свиты несколько сотен метров. Средняя представлена черными графитовыми кварцитами с прослоями графитовых сланцев и подчиненными слоями светлых кварцитов, зеленых основных туфогенных сланцев, хлорит-мусковитовых сланцев и известняков. Спорадически встречаются кислые метатufы. К черным кварцитам и сланцам приурочены вулканогенно-осадочные марганцевые руды. Мощность свиты 1000–2200 м. Верхняя состоит преимущественно из кислых метатufов и метариолитов и терригенных пород (серицит-хлоритовые, серицит-графитовые сланцы, черные кварциты). Изредка встречаются туфы основного состава. С верхней свитой связаны стратиформные месторождения сульфидных полиметаллических руд. Для верхней свиты характерна сильная фациальная изменчивость. Мощность свиты свыше 2000 м.

Кислый магматизм серии Тульгеш характеризуется в нижней и средней свитах преимущественно дацитовым и кератофировым, а в верхней — риолитовым и кварцкератофировым составами. Возраст серии Тульгеш, по палинологическим данным, венд-раннекембрийский, по изотопному составу свинца в рудах — 500–610 млн. лет. К-Аг возраст дает максимально 472, а К-Аг изохронный возраст определяется в 505 ± 5 млн. лет. На основании всех этих данных принимается венд-раннекембрийский возраст серии Тульгеш и первый метаморфизм ее в конце позднего кембрия. Серии Ребра и Тульгеш образуют единые структуры — широкие концентрические складки.

3. Среднепалеозойский комплекс известен во всех тектонических единицах Мармарошского массива. Он везде залегает несогласно на эпи- и мезометаморфических комплексах и обладает определенными различиями по возрасту и составу в разных покровных системах.

В элементе Бретила серию Бретила перекрывают свиты Репедя, Русая, а в покрове Рарэу — свита Дэмуч. Все они эпиметаморфизованы. Общая мощность среднепалеозойских отложений в горах Родна достигает 3500 м. Свита Репедя недавно была разделена на две части, за нижней из которых сохранилось название Репедя (s. s.), а верхняя названа Чимпоаза.

Свита Репедя (s. s.) внизу сложена вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из переслаивания диабазовых метатufов и хлорит-серицитовых сланцев, с прослоями местами графитовых сланцев. В верхней ее части имеются горизонты известняков. Выше залегает толща, представленная серицит-графитовыми, карбонатными, серицит-хлоритовыми сланцами, черными кварцитами, известняками, вверху с доломитами. Мощность свиты 1500 м. В верхней толще обнаружены лудловские хитинозоа, на основании которых свита датирована поздним ордовиком (?) — силуром.

Свита Чимпоаза (2000 м) залегает с перерывом и несогласием на серии Репедя, а также в полуконке Родна на серии Русая. Она представлена конгломератами (в том числе кварцевыми), кварцитами, графитовыми серицит-хлоритовыми и кварцитовыми сланцами, известняками и доломитами с прослоями и толщами диабазов, основных и кислых (в том числе кератофировых) туфов и вулканогенно-осадочных пород. Девонские криноидеи и споры, а из верхней части раннекаменноугольные споры позволяют отнести свиту к девону — нижнему карбону.

Серия Дэмуч представляет собой терригенную регионально-метаморфизованную толщу (биотит-гранатовые и графит-мусковитовые сланцы). В ней была обнаружена *Leioagachitum vittatum* And. ордовикского возраста. К-Аг датировка метаморфизма показала 415–420 млн. лет.

В покровных единицах Буковинской, Суббуковинской и Якобени на серии Ребра и Тульгеш трансгрессивно несогласно налегает несколько среднепалеозойских свит: Цибэу, Аржестру, Изворул-Муреш и некоторые др.

Свита Цибэу образована преимущественно известняками и доломитами с подчиненными прослоями серицитовых, серицит-хлоритовых, серицит-графитовых сланцев, кварцитов, метаконгломератов. Она разделена на две подсвиты: нижнюю —

известняки и доломиты и верхнюю — зеленые сланцы по основным вулканическим породам. Свита Цибу — аналог кузинской свиты Советских Карпат. Разрез последней представлен внизу черными кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитов и черных известняков (200 м), затем массивными доломитами (100 м) и, наконец, слоистыми известняками и серицитовыми сланцами. Большая верхняя часть кузинской свиты недавно была отнесена к триасу, а нижняя выделена в самостоятельную муцелульскую свиту [Бойко, 1969]. В свите Цибу собраны нижнекаменноугольные спорово-пыльцевые комплексы. Румынские исследователи предполагают, что ее нижняя часть относится к верхнему девону. В муцелульской свите имеются каменноугольные споры и пыльца. Мощность свиты несколько сотен метров.

Свита Изворул-Муреш — терригенные толщи глинистых сланцев и алевролитов, которые предположительно относятся к нижнему карбону.

Свита Аржестру представлена милонитизированными терригенными отложениями, состоящими главным образом из фиолетово-зеленых или серых филлитовых пород с подчиненными прослоями базальтов, известняков и линзами доломитов. В ее нижней части встречаются метаосадочные брекчии, содержащие обломки пород серии Ребра. Свита условно относится к каменноугольным отложениям и параллелизуется с розисской свитой Советских Карпат.

В отношении свит Аржестру и Изворул-Муреш можно высказать предположение об их верхнепалеозойском возрасте и континентальных условиях осадконакопления.

4. Несомненные континентальные верхнепалеозойские отложения известны в массиве Хэгимаш. Это брекчии, залегающие несогласно на эпи- и мезометаморфических породах и состоящие из их обломков. По палинологическим данным, они отнесены к перми. Кроме брекчий, распространены полимиктовые конгломераты и красноцветные песчаники с прослоями глинистых сланцев. Мощность их 100 м. В советской части Восточных Карпат в нижней части верхнепалеозойские отложения представлены терригенной сероцветной угленосной формацией, содержащей местами прослой и линзы туфов кислого и среднего составов. По ископаемым остаткам флоры эта толща датируется средним—верхним карбоном. Ее мощность 200—300 м. Над каменноугольными отложениями или непосредственно на кристаллическом основании залегают карсноцветные конгломерато-песчаные толщи (до 400 м). Они иногда содержат глинисто-песчаные гипсоносные пачки и небольшие прослой с примесью туфового материала кислого состава. Иногда присутствуют пачки туфов и лавобрекчий кислого состава. Флора датирует позднекаменноугольный—пермский возраст.

История тектонического развития

При написании данного раздела учтены статьи С.Г. Рудакова [1975, 1976 и др.] по этому вопросу.

В конце позднего докембрия зона Внешних Карпат и Добруджи представляла собой краевую прогнутую часть Восточно-Европейского континента, на которой накапливались терригенные флишиодные (или молассоидные) отложения (зеленые сланцы Добруджи являются их представителями). Западнее располагался приподнятый край платформы, представленный в настоящее время элементом Бретила и севернее фундаментом силезского типа. На юге его продолжением служила западная часть Мизийской плиты. Вполне вероятно, что этот край платформы был более молодой, причленившийся к основному материковому ядру в результате дальсландской эпохи складчатости, фиксируемой фазой метаморфизма 800—850 млн. лет [Krätner et al., 1975].

Таким образом, для конца позднего докембрия мы предполагаем значительно более западное продолжение края Восточно-Европейской платформы. Возможно, что самый край платформы, где отсутствуют позднедокембрийские осадки, не представлял собой морфологически выраженного поднятия, а был более крутым склоном континента. Западнее него располагался бассейн типа внутреннего моря (современные буковинская и суббуковинская зоны аллохтонов). Вероятно, этот бассейн обладал корой субокеанического и субконтинентального типов. В его пределах накапливались песчано-глинистые, иногда псефитовые и карбонатные осадки (серии

Ребра, Деловецкая, Тульгеш). Вулканизм этой зоны вначале был повсеместным и имел основной состав, а затем резко усилился и сменился кислыми излияниями и выбросами туфов. С вулканическими процессами связываются рудопроявления марганца, магнетитовые и колчеданные. Быстрые и частые смены мощностей и фаций отложений свидетельствуют о неоднородности геологической обстановки этой зоны.

В конце рифея и, вероятно, в начале кембрия произошли небольшие тектонические перестройки. Они сопровождались нарастанием поднятий, что отразилось в изменении состава и появлении ритмичности отложений верхов серии тульгеш-деловецкой и внедрением небольших гранитоидных интрузий. Вероятно, это были заключительные движения байкальского цикла,¹ после которого начался новый каледоногерцинский этап.

В палеозое после перерыва, охватившего, вероятно, вторую половину кембрия и первую половину ордовика, начались новые дифференциальные движения, возникли новые области осадконакопления и размыва. В целом все палеозойское развитие этой области происходило на уже в достаточной степени консолидированной коре, но не континентальной, а скорее переходной. Хотя и существовал гранито-гнейсовый слой позднего докембрия, включающий и более древние блоки, однако он был еще достаточно тонок и проницаем. Осадконакопление охватило несколько одновременно как зону Бретила, так и более внутренние. Оно продолжалось с ордовика, вероятно позднего, до конца раннего карбона. Осадки, формировавшиеся в этой зоне, были представлены преимущественно терригенными; местами значительное развитие получили известняки и доломиты. Осадконакопление сопровождалось вулканизмом основного и кислого состава. В области развития свиты Репедя вулканизм несколько раз сменялся по составу от основного к кератофировому. Местами вулканизм полностью отсутствовал. Вообще изменение фаций и мощностей отложений было значительным. Имелись и перерывы в осадконакоплении, например в основании свиты Чимпоаза.

Таким образом, вся рассматриваемая область была очень подвижной и разнообразной по условиям развития. В этом ряду образование и развитие трога зоны Северной Добруджи было вполне закономерно в свете условий, существовавших на всей этой территории.

Среднепалеозойское развитие завершилось интенсивной складчатостью и покровообразованием (шарьяж Рарзу), сопровождавшимся внедрением незначительных гранитоидных интрузий (330–340 млн. лет) и метаморфизмом. Позднее произошло внедрение постпокровных щелочных интрузий типа массива Дитзу.

Позднепалеозойский этап развития Восточных Карпат, так же как и на всей остальной территории герцинид северной части Средиземноморского пояса, характеризовался образованием небольших отдельных межгорных впадин и прогибов, в которых в континентальных условиях формировались вначале угленосные, а затем красноцветные молассы. Формирование этих структур сопровождалось наземным вулканизмом кислого и основного состава.

ЮЖНЫЕ КАРПАТЫ И БАЛКАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Сложность и разнообразие структур Балканского полуострова, расположенных на территории нескольких государств, создают определенные трудности в изучении и корреляции палеозойских толщ. Однако имеются и преимущества, заключающиеся в возможности лучше, чем в других районах, рассмотреть латеральную изменчи-

¹ Некоторые исследователи выделяют вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы крупную байкальскую складчатую зону, именуя ее Галицийской (Н.П. Семенейко и др.) или Англо-Галицийской (В.С. Журавлев). Разделяя их взгляды о важной роли байкальских движений, заметим, что остается не совсем понятным, о какой структуре идет речь. Во-первых, не ясно, где проходит западная граница этой байкальской области. Если она занимала все пространство будущего Средиземноморского складчатого пояса, то галициды должны были являться лишь одной из ее систем, возможно ограниченной с запада Молданубско-Паннонско-Родопской зоной выходов более древнего докембрия. Во-вторых, при недостаточной определенности возраста отдельных метаморфических свит, слагающих допалеозойское основание этой территории, появляется возможность построения различных палеотектонических моделей (см. работы В.С. Заика-Новацкого, А.В. Чекунова, А.П. Медведева, В.Е. Хаина и др.).

вость формационных рядов от Мизийской плиты до Вардарской структуры Палеотетиса. Вначале будут рассмотрены строение и палеозойские комплексы отдельных структурных единиц: Южных Карпат и их продолжения в Восточной Сербии и Западной Болгарии, Родопского и Сербско-Македонского массивов, Вардарской зоны, а затем совместно история их тектонического развития.

Южные Карпаты и их продолжение в Восточной Сербии и Западной Болгарии

Несмотря на сильнейшие альпийские деформации, сходные палеозойские комплексы в Южных Карпатах Румынии, в Восточной Сербии и Западной Болгарии позволяют наметить единую герцинскую зону среди доальпийских структур. Однако, прежде чем перейти к ее характеристике, необходимо кратко остановиться на современной структуре этого района.

По общепринятым представлениям, Южные Карпаты образуются покровной системой, состоящей из Дунайского автохтона (Данубикум) и двух крупных покровов — Гетского и Супрагетского (Гетикум и Супрагетикум). В мезозое между Дунайской (юго-восточнее) и Гетской областями располагался прогиб Северин с преимущественно флишевыми отложениями, которые сейчас находятся в параавтохтонном залегании между Данубикумом и Гетикумом.

К югу от Дуная покровное строение обнаруживается далеко не так ясно, как в Южных Карпатах. Для этого, вероятно, имеются как субъективные, так и объективные причины. Среди последних главную роль играют сдвиговые деформации, которые, находясь в динамическом единстве с шарьяжами, являлись в Восточной Сербии основными деформациями горизонтально двигавшихся масс горных пород (Тимокский сдвиг). О недооценке покровных структур в районе Старой Планины и Среднегорья писали А.В. Пейве [1967а], А. Толльманн [Tollmann, 1965] и автор [Белов, 1975].

Один из возможных вариантов взаимоотношения структурных элементов Карпато-Балканской дуги показан на рис. 28. Однако, по моему мнению, объединять в единый покров Среднегорье и Гетикум неудачно, лучше допускать окончание Гетского покрова где-то недалеко к югу от Дуная, а Среднегорье считать самостоятельным покровом, лишь в какой-то мере гомологичным Гетскому. Тогда, возможно, найдет лучшее объяснение и разница в полноте палеозойских разрезов, наблюдавшаяся между Гетикумом и Среднегорьем (только верхний палеозой) и Восточно-Сербскими районами (весь палеозой).

В Западной Болгарии и Восточной Сербии палеозойские отложения занимают значительные площади. С северо-востока на юго-запад они группируются в несколько структурно-формационных зон, которые можно рассматривать как неплохо сохранившиеся реликты герцинид. Все они вместе с Сербско-Македонским массивом и Вардарской зоной образуют закономерный латеральный ряд палеотектонических элементов от края континента до океанического бассейна. В герцинской структуре Балкан можно выделить антиклинорий Старой Планины, включающий в себя три современные антиклинорные складки: Белградчикскую, Берковикскую и Шипкинскую. В ядре его находятся породы докембрия — нижнего палеозоя и граниты, а в узких крыльях и отдельных грабенообразных впадинах — верхнего палеозоя. К юго-западу был расположен антиклинорий Крайште, к настоящему времени сильно преобразованный в результате альпийского тектогенеза. В ядре он был сложен породами докембрия — нижнего палеозоя и гранитами, а на крыльях, от которых сейчас сохранились Любашки и Земенский моноклинали, отложениями девона и перми.

Между антиклинориями Крайште и Старой Планины, по-видимому, располагался синклинорий, заполненный отложениями ордовика—нижнего карбона. В современной структуре он почти полностью перекрыт более молодыми отложениями, в основном вулканогенно-флишевого сенона и четвертичными Софийской межгорной впадины. Свогенская антиклиналь представляет собой приподнятую ступень северного крыла синклинория, сложенную породами ордовика — девона. К югу от антиклинория Старой Планины, отделяясь от него Забалканским глубинным разломом, расположен крупный блок древних кристаллических пород и гранитов — Среднегорье, сильно надвинутый в северном направлении, возможно, со значительным

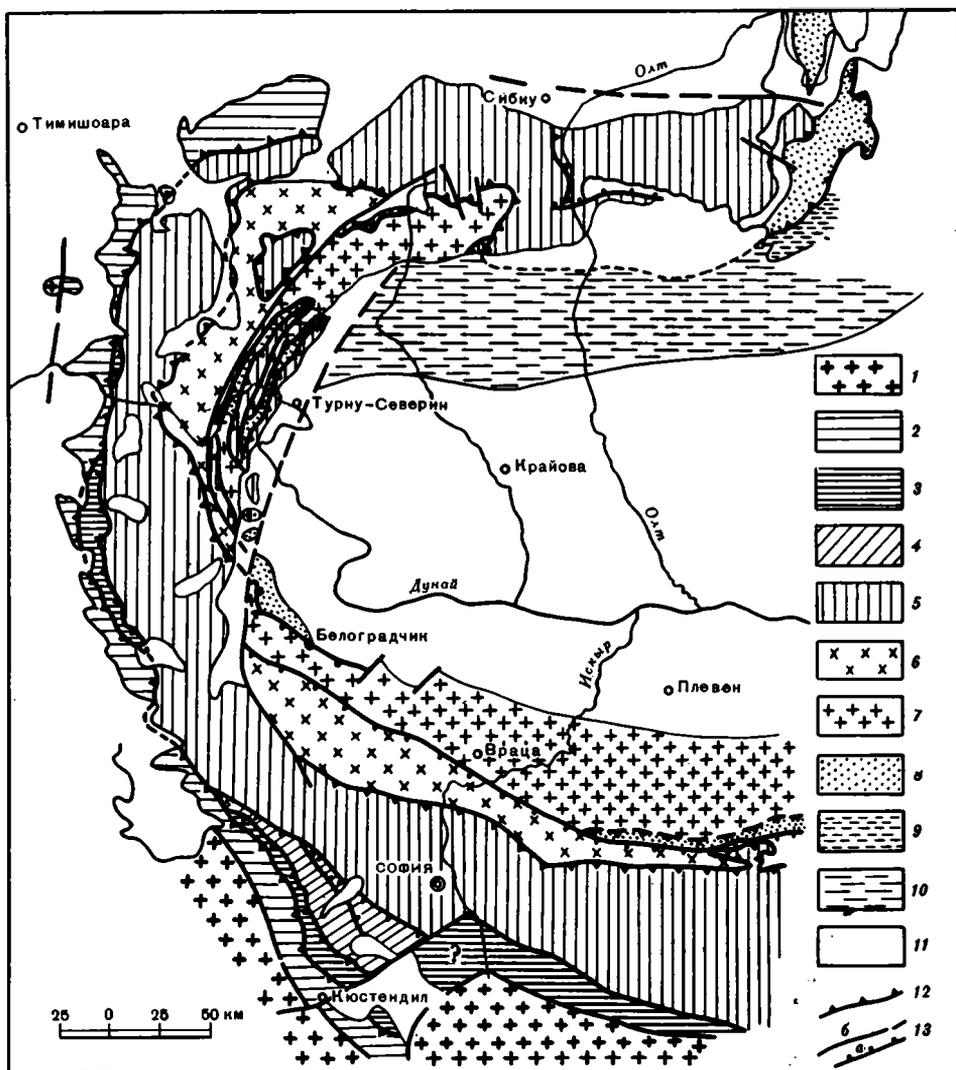


Рис. 28. Схема корреляции основных структур Южных Карпат и Балкан, по М. Сэндулеску [Săndulescu, 1975]

1 – Родопский и Сербско-Македонский массивы; 2 – шарьжи Супрагетский и Морава; 3 – чешуя Саска, шарьж Пеньковци (Горняк); 4 – зона Любань, Крайштиды; 5 – Гетский шарьж, элемент Среднегорье; 6 – внутренний Данубикум, элемент Стара Планина; 7 – внешний Данубикум, Предбалкан; 8 – шарьжи Чехлеу и Северин, Предбалканский флиш (?); 9 – флиш Внешней зоны Восточных Карпат; 10 – внутренняя зона краевого прогиба (складки); 11 – пост-тектонический чехол депрессий, чехол платформ; 12 – границы шарьжей; 13 – главные разломы: а – взбросы, надвиги, б – сдвиги, сбросы

перекрытием ниже-среднепалеозойских комплексов [Белов, 1975]. Его роль в герцинской структуре, так же как и Родопского массива, пока не ясна, но к концу палеозоя они уже были приподняты, так как триасовые отложения налегают непосредственно на докембрийские кристаллические сланцы и южноболгарские граниты.

Материалы по доальпийским комплексам Южных Карпат и Балкан разбросаны в многочисленных статьях. Их изучали в Румынии А. Кодарча, М. Дессила-Кодарча, И. и Э. Бэрча, Р. Димитреску, Н. Гераси., Х. и Ф. Крейтнер, О. Майер, С. Мынзату, М. и Г. Мурешан, С. Нэстэсану, Л. и М. Павелеску, Х. Саву, М. Сэндулеску, И. Стэноу и др.; в Восточной Сербии – М. Анджелкович, В. Алексич, М. Веселинович, А. Грубич, М. и И. Димитриевич, М. Каленич, Б. Крстич, Л. Масларевич, М. Михайлович, И. Мичич, Н. Пантич и другие; под редакцией Б. Миловановича и Б. Чирича [Milovanovic, Ciric, 1968] вышла Геологическая карта Сербии в масштабе 1 : 200 000; с 1975 г. издается многотомник "Геология Сербии" под ред. К. Петкови-

ча. Для Болгарии имеются сводки "Стратиграфия на България" [1968], "Тектоника Предбалкана" (1971 г.) и ряд статей Б. Врѣблянски, Е. Димитровой, Ж. Иванова, Кр. Колчевой, Хр. Спасова, Я. Тенчова, И. Хайдутова, Г. Чаталова, Д. Чунева, Сл. Янева и др.

Общей стратиграфической схемы докембрия и палеозоя для Южных Карпат и Балкан пока не существует. Метаморфизованные от альмандин-амфиболитовой до зеленосланцевой фации доальпийские образования подразделены на четыре комплекса: докембрийский, позднедокембрийско-кембрийский, ордовикско-нижнекаменноугольный и верхнепалеозойский. Эти комплексы отвечают добайкальскому (дальсландскому?), байкальскому (кадомскому) и герцинскому циклам.

1. Докембрийский комплекс широко развит в пределах Гетского аллохтона, меньше в Супрагетикуме и Данубикуме и их аналогах южнее Дуная. Это мощные серии парагнейсов и кристаллических сланцев, мигматитов, амфиболитов, среди которых встречаются линзы серпентинитов, толщи мраморов и комплексы офиолитового типа (метагаббро, метабазиты, гипербазиты). Они перекрыты несогласно девонскими отложениями, местами согласно зокембрием. Возраст устанавливается по остаткам микрофлоры среднего протерозоя и рифея [Savu, 1973], изотопным измерениям — 838 (Rb—Sr метод) [Bagdasarjan, 1972], 720 млн. лет (Săndulescu et al., 1974), прорывающим гранитам, охарактеризованным значениями 550 и 656 млн. лет.

2. Позднедокембрийско-кембрийский комплекс также широко представлен и в аллохтонных единицах и в Дунайском автохтоне. Он налегает во многих местах несогласно на складчато-метаморфическое основание предыдущего комплекса либо непосредственно на меланократовый фундамент.

Во внутреннем Данубикуме и Южном Банате к западу от г. Оршова распространена замечательная серия пород, именуемая Корбу. Она участвует в покровной структуре вместе с пластинами меланократового фундамента и докембрийскими свитами Немцу и Пояна Мракония. Важно отметить, что возраст этой покровной структуры допозднепалеозойский, так как отложения вестфала, стефана и перми несогласно перекрывают ее. Хотя румынские исследователи по-своему трактуют наблюдаемые здесь соотношения (шарьяж серии Пояна-Мракония считают незначительным надвигом, а габбро-гипербазитовый комплекс-девонской интрузией в форме лополита), анализ геологической карты (рис. 29) [Bercia J., Bercia E., 1975] позволяет сделать иные выводы. Более того, покровная структура здесь, вероятно, более сложная, чем на карте. Так, серия Корбу подразделяется на три части: в основании горизонт перидотитов (или серпентинитов), средний горизонт габбро, которое ассоциирует с зеленокаменными породами, и верхний горизонт филлитов, зеленых сланцев, метатуфов основного и кислого состава, порфиоров, метатерригенных и карбонатных пород. Метаморфизована она в фации зеленых сланцев. Серия Корбу считается [Bercia J., Bercia E., 1975; Năstăseanu, 1975] залегающей трансгрессивно на серии Немцу. Однако поскольку разрез ее представляет собой типичную ассоциацию океанической коры с перидотитами в основании, то, вероятно, и нижний ее контакт также тектонический (рис. 30).

Севернее в горах Ретезат в свите, близкой по составу к Корбу, обнаружены спорово-пыльцевые остатки позднего докембрия — кембрия. Южнее в Восточной Сербии серии Корбу соответствуют рифей-кембрий, датированный вверху археоциатами, и диабаз-филлитовидная формация Старой Планины Болгарии.

К рассматриваемому комплексу относится также свита Тороница, перекрывающая согласно в горах Алмаж вулканогенно-осадочную позднедокембрийскую (?) свиту Йелова, содержащую типичные элементы офиолитовой ассоциации. Она сложена филлит-серицит-хлоритовыми сланцами, кварцитами, зелеными сланцами по основному туфам, метагабброидами и амфиболитами. Метаморфизм зеленосланцевой фации. Возраст не обоснован.

В восточной части Данубикума верхнедокембрийские отложения представлены эпи-мезометаморфизованной серией (1000 м) верхней Дрэгшани, или Вылкан, по Х. Саву. Она возникла из терригенных отложений с многочисленными туфами и туффитами. В ней обнаружена зокембрийская микрофлора.

В Гетском аллохтоне верхнепротерозойско-кембрийский комплекс (~ 1000 м) известен в горах Чибин, где он представлен породами зеленосланцевой фации мета-

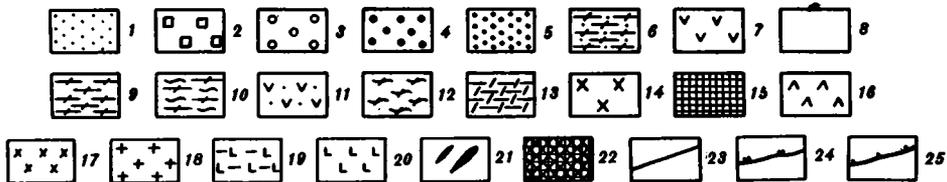
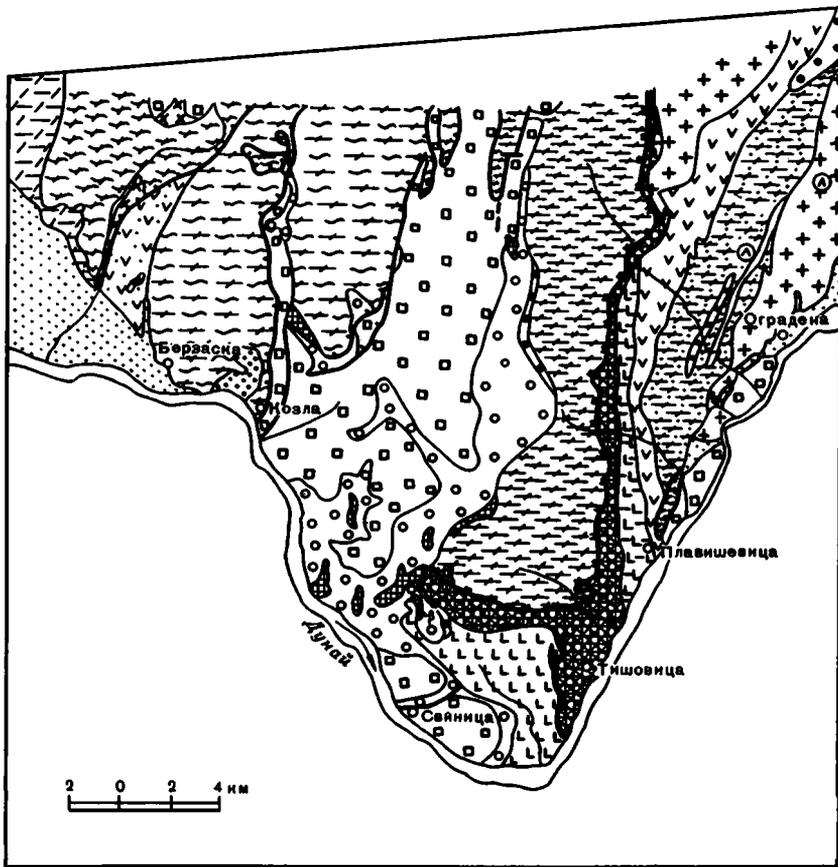


Рис. 29. Фрагмент Геологической карты Южных Карпат в районе Железных Ворот. Составили И. Бэрча и Э. Бэрча [Bercia J., Bercia E., 1975]

1 – квартал и неоген; 2 – мезозой; 3 – пермь; 4 – карбон; 5 – верхний девон, серия Дренкова; 6–8 – элемент Ретезат – Оградена: 6 – средний докембрий, серия Немцу, 7–8 – верхний докембрий – нижний кембрий (7 – серия Корбу, 8 – серия Водна); 9–11 – элемент Алмаж: 9–10 – средний докембрий (9 – серия Пояна Мракония, 10 – серия Йелова), 11 – верхний докембрий – нижний кембрий, серия Тороница; 12–13 – элемент Семеник: 12 – средний докембрий, серия Себеш-Лотру, 13 – верхний докембрий – нижний палеозой, серия Миниш; 14 – палеогеновые гранодиориты; 15 – пермские риолиты и базальты; 16–21 – каменноугольные (по авторам. – А.Б.) интрузивные породы: 16 – нефелиновые сиениты, 17 – гранодиориты, диориты, 18 – гранитоиды Сихевица, Чербелезу, Оградена, 19 – метагабброиды Плавишевица, 20 – габброиды Юци, 21 – пироксениты; 22 – верхний девон?, серпентиниты; 23 – разломы; 24 – линии надвигов (допозднепалеозойских шарьяжей. – А.Б.); 25 – линии альпийских шарьяжей и надвигов

морфизма, разделенными на ряд местных свит. Это различные сланцы: хлорит-альбитовые, кварцит-серицит-хлоритовые, магнетитовые и амфиболитовые, часто по вулканическим породам основного состава; кварциты, метапесчаники, мраморизованные известняки, графитовые филлиты. Возраст обоснован спорово-пыльцевыми находками как кембрийский [Dessila-Codargea, Piescu, 1967].

Наиболее древними комплексами в Старой Планине считаются гнейсы и кристаллические сланцы (РС?), имеющие незначительное распространение и неясное структурное положение. Более широко распространен комплекс пород, метаморфизованных преимущественно в фации зеленых сланцев, известный под названием "диа-

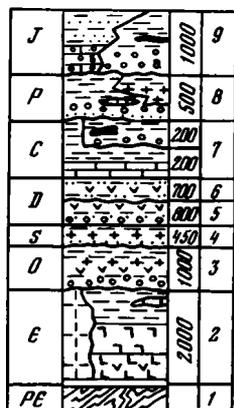


Рис. 30. Схематическая последовательность палеозойских отложений Данабукиума, по С. Нэстэяну [Năstăseanu, 1975]

1 — серия Немцу; 2 — серия Корбу и каледонские гранитоиды; 3 — свита Рыул-Альб; 4 — свита Валя Изворул; 5 — свита Дренкова; 6 — свита Рыул Рече; 7 — аргиллиты Севастру, известняки Идэг и конгломераты, песчаники и аргиллиты с углем; 8 — красноцветные конгломераты, песчаники, аргиллиты, порфиры, мелафиры и известняки; 9 — юрские отложения

баз-филлиитоидная формация (ДФФ)”. Стр. Димитров в 1929 г. выделил этот комплекс в Искырском ущелье Старой Планины как стратиграфическое подразделение. Однако по своему существу и названию он отвечает определенному сообществу парагенетически связанных между собой горных пород, т.е. формации в принятом у нас смысле. В дальнейшем болгарские геологи выделили ДФФ в других местах Балканского полуострова и за его пределами. При этом генетический смысл этого подразделения примерно сохранялся и наблюдалось стремление унифицировать эту формацию в возрастном отношении, т.е. отнести либо к девону, либо к кембрию. В настоящее время известно, что эта формация на Балканском полуострове является разновозрастной — от рифея до нижнего мела, характеризует совершенно разные этапы развития, и поэтому применение ее в стратиграфическом смысле целесообразно оставить лишь для зоны Старой Планины.

ДФФ в Искырском ущелье, в бассейне рек Огоста и Лом представлена в нижней части различными диабазами, шаровыми базальтовыми лавами и лаво-брекчиями, плагиоклазовыми порфиритами. Вверх они сменяются чередованием филлитов, мраморов, туффоидно-известковых пород, зеленых сланцев, диабазов и других вулканогенных пород. Мощность серии 3–5 км. Встречаются дайки и силлы диабазов, габбро-диабазов и роговообманковых габбро, дайковые серии габбро-порфиров, тела серпентинитов.

Общей стратиграфии ДФФ еще нет. В бассейне р. Габровница Д. Чунев и Д. Кожухаров [Стратиграфия. . . , 1968] выделяют три свиты: нижняя — зеленокаменные и зеленосланцевые основные вулканы с прослоями кварцитов и мраморов, средняя — зеленые сланцы с прослоями аркозов и граувакк и карбонатных сланцев, верхняя — филлиты и филлиты с прослоями кварцитов. В Берковицкой Старой Планине выделены [Haidutov et al., 1979] берковицкая серия (~ 1300 м), представленная пелитами, диабазами (потоки и покровы) и диабазовыми туфами, вверху с альбитофирами, с выдержанным горизонтом (~ 100 м) карбонатных пород, а в верхней части с преобладанием песчаников и алевролитов, и дългоделская серия (~ 600 м), перекрывающая первую трансгрессивно с угловым несогласием и представленная конгломератами, песчаниками, кварцитами при подчиненном участии пелитов, диабазов и альбитофиров. Верхняя серия относится к ордовику (?), а нижняя — к доордовику. Нижняя подверглась мигматизации и процессам анатексиса, а в конгломератах верхней содержится соответствующий обломочный материал.

Р. Кълвачева (публикации 1971–1977 гг.) относит ДФФ в Искырском ущелье к ордовику — силуру, не исключая присутствие кембрия и девона. При этом акриотархи самых верхов ордовика находятся в кварцитах в средней части серии. Эти выводы поддерживаются сейчас известными исследователями палеозоя Старой Планины Ж. Ивановым [1970, 1972] и И. Хайдutowым [1973]. По их данным, получается, что ДФФ Старой Планины охватывает стратиграфический интервал от кембрия до девона и является фаціальным аналогом хорошо фаунистически датированных свит ордовика, силура, девона.

Аналогичный комплекс пород в Восточной Сербии выделяется как рифей–кембрий [Алексич и др., 1967]. Нижняя его граница не известна. В него входят вулканогенно-осадочные породы — хлоритовые, альбитовые, серицитовые, карбонатные сланцы и кварциты в ассоциации с диабазами, габбро, вулканидами среднего и кислото состава, серпентинитами и плагиогранитами. В верхней части комплекса в мраморах обнаружены страмотолиты и археоциаты [Каленич, 1966], в связи с чем, кроме нижнего кембрия, часть разреза ниже горизонта с окаменелостями, содержащая линзы мраморов, отнесена к переходным слоям (400 м) от рифея к кембрию, а ни-

жележащая — к рифею. На Кучай-Планине рифей—кембрий несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованным ордовиком [Крстич, 1962].

Таким образом, в вопросе о возрасте рассматриваемого комплекса наблюдается несоответствие между данными по Искырскому ущелью и остальными районами Южных Карпат, Восточной Сербии и Западной Болгарии. По-видимому, район Искырского ущелья или недоизучен, или представляет собой место, где не произошло заметной структурной перестройки после раннего кембрия и в ордовике продолжалась прогибание. Однако формационный состав доордовикской и ордовикско-девонской частей ДФФ существенно различен и объединять их в единую формацию неверно, хотя отдельные их толщи могут быть похожи, а местами их объединяет и общая тектоническая переработка, и дислокационный метаморфизм [Иванов, 1970].

Интрузивные тела, находящиеся внутри ДФФ, характеризуют магматизм океанической и переходной стадий формирования континентальной земной коры. Они представлены габбро, пироксенитами, перидотитами, серпентинитами, габбро-диабазами (массивы Дели-Йован, Благоев Камень, Черноврыхский и др. — Pc_3 — E_1), являющимися, вероятно, частями офиолитовой ассоциации. Затем следует габбро-плаггио-гранит-диоритовая формация (струмская и ее аналоги), одна часть которой представлена синкинематическими интрузиями и претерпела огнейсование (лейкократовые гранито-гнейсы, Стакевский, Клисурский, Зиман и другие плутоны), а другая выделяется как серокинематические и посткинематические интрузии, представленные формацией гранодиорит-гранитов, внедряющихся в несколько фаз (Белоградчинский, Мездрейский и другие плутоны).

Возраст этих магматических пород также спорный. Часть исследователей относят их к доордовикскому этапу развития, что подтверждается единственным значением изотопных измерений — (K-Ar) 530 млн. лет для Белоградчинского плутона [Bojadžiev, 1974]. Вместе с тем есть много оснований считать большую их часть герцидскими интрузиями, так как они подвергались деформациям одновременно с ордовикско-девонской частью ДФФ и характеризуются значениями изотопных определений в 330—360 млн. лет, что относится и к Струмской диоритовой формации, и к Старопланинской кальциево-щелочной [Bojadžiev, 1974]. Не исключено, что имеется несколько одинаковых, но разновозрастных магматических формаций, в особенности габбро-плаггиогранитных.

Наиболее поздняя (330—340 млн. лет) из среднепалеозойских магматических формаций Старой Планины калиево-щелочная (Е. Димитрова, Ив. Хайдутев, С. Бояджиев). Она представлена мелкими телами щелочных сиенитов, шонконитов, монцититов и др.

3. Ордовикско-нижнекаменноугольный комплекс встречается в Южных Карпатах sporadически в пределах Дунайского автохтона и Супрагетского элемента. В Восточной Сербии он представлен в Моравской и Кучайской зонах, а в Болгарии — в Старой Планине и в Крайштидах.

В пределах Дунайского автохтона он перекрывает трансгрессивно и несогласно оба предыдущих комплекса, отличается от них меньшим метаморфизмом и присутствием окаменелостей. Ордовикские отложения известны в горах Царку, где они представлены свитой Рыул-Альб (1000 м), залегающей несогласно на отложениях типа свиты Корбу. В основании имеются песчаники и конгломераты с галькой габбро и зеленых сланцев. Средняя часть свиты представляет собой вулканогенно-осадочную толщу, состоящую из филлитов, туфогенных песчаников с основным и кислым вулканическим материалом, прослоями базальтов и кислых вулканитов, серицит-хлоритовых сланцев. В верхней части свиты преобладают глинистые песчаники и черные аргиллиты. В базальной и средней частях собран комплекс акритарх, характерный для нижнего и среднего ордовика. В долине р. Идех структурно ниже турнейских известняков известны аргиллитовые сланцы и мраморизованные мергели с прослоями диабазов, в которых обнаружены водоросли ордовика (?).

Силурийские отложения (свита Валя Изворул, 450 м) с кораллами, трилобитами, брахиоподами и другими известны лишь в горах Мехединцы во Внешнедунайском элементе. Они залегают на кристаллических сланцах и гнейсах и представлены серицитовыми и хлоритовыми филлитами, графитизированными глинистыми сланцами, кварцитами с прослоями кислых туфов. В основании свиты кремнистые

кварциты и гравелиты с обломками кристаллических сланцев и гранитоидов похожи на светлые кварциты грохотенской свиты ордовика Старой Планины.

Далее необходимо остановиться на таком стратиграфическом понятии, как серия Тулиша (1000 м), широко распространенная в восточной части Данубикума. Анализ имеющихся данных приводит к заключению о том, что в этом подразделении объединены разнородные слабометаморфизованные отложения, залегающие на докембрийско-кембрийском основании, возраст которых точно не установлен. В составе пород серии Тулиша отмечаются конгломераты и песчаники с обломками кристаллических пород и гранитов, кварциты, известняки, графито-углистые глинистые сланцы, филлиты с прослоями и линзами конгломератов и мраморизованных известняков, хлоритовые с хлоритоидом, серицитовые и хлорит-актинолит-альбитовые сланцы. Х. Саву отмечает среди отложений свиты Тулиша близ Бумбешти на р. Жиу линзовидные прослои (не свыше 100 м мощности) метабазитов и кислых метатуфов. Степень метаморфизма пород меняется от анхи — до эпизоны. В нескольких местах из пород серии Тулиша выделены спорово-пыльцевые остатки девона — нижнего карбона, не исключается присутствие силура, а также верхнего палеозоя более высокой степени метаморфизма, чем обычно.

Девонские отложения известны в районе сел. Дренкова, близ г. Берзаска, на левом берегу Дуная, где они залегают с несогласием на докембрийских породах свиты Йелова. В основании разреза находятся базальные конгломераты и песчаники (250 м), состоящие из обломков кварца и кристаллических сланцев. На них налегает серия черных и зеленых сланцев (~ 1000 м) с прослоями аркозов, полевошпатовых песчаников, кварцитов и с горизонтами диабазов, спилитов, порфиритов, агломератов и вулканических туфов. Отмечается ритмичность переслаивания пород и сходство с формацией кульм. В породах найдены бедные остатки фауны и спорово-пыльцевые ассоциации девона. Не исключено присутствие нижнего карбона, так как к югу от Дуная найдены ядра астерокаламитов.

В южной части гор Царку (долина р. Рыул-Рече) девон (700 м) представлен черными аргиллитами с частыми прослоями основных вулканогенных пород, кварцито-видными слюдястыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и темных известняков. В аргиллитах содержатся остатки девонских растений. Контакт с более древними формациями тектонической. Нижнекаменноугольные отложения в долине р. Идег (к западу от массива Годаану) согласно продолжают вверх девонскую толщу р. Рыул-Рече. Внизу это известняки (100 м), черные, часто криноидные, плитчатые, с прослоями темных аргиллитов, а выше аргиллиты Севастру (100–300 м) с прослоями базитов. По остаткам кораллов и брахиопод известняки Идег датированы турне, а аргиллиты Севастру отнесены к визе. В известняках В.И. Славин [1963] обнаружил переотложенные кораллы живетского и эйфельского ярусов.

Аналогичный Южным Карпатам ордовикско-нижнекаменноугольный комплекс пород распространен в Восточной Сербии и Западной Болгарии. В нем можно выделить по возрасту, условиям залегания и степени изученности три неравнозначные части: во-первых, это хорошо палеонтологически охарактеризованные отложения ордовика—нижнего карбона, во-вторых — верхняя часть ДФФ (О–D?) и в третьих — ряд палеонтологически неохарактеризованных свит (D?). Первые распространены в Софийской Старой Планине, Кучай Планине, в Крайштидах и др. В Кучай Планине в основании несогласно залегающего тремодока отмечаются [Крстич, 1962; и др.] конгломераты и песчаники, содержащие обломки эпиметаморфизованных пород рифея—кембрия. Ордовик, сходный на всей территории, Х. Спасов [Стратиграфия. . ., 1968] подразделяет на грохотенскую (800 м) и церцельскую (250 м) свиты. Первая состоит из кварцитов и темных глинистых сланцев с окаменелостями тремадокского, аренигского, ланвирнского, ландейлского и карадокского ярусов. В горах Хомолье, Беяница и Кучай отмечены сидерит-шамозитовые руды (O₂₋₃) и небольшие прослои диабазов, спилитов, кератофиров и кварцевых кератофиров, туфов. Присутствуют также оливиновые габбро, габбро-амфиболиты и габбро-диабазы. Более поздними являются плагиограниты. Магматизм этой зоны небольшой по масштабу. Вторая сложена однообразными зеленоватыми аргиллитами условно ашгильского возраста.

Силурийские отложения (320–380 м) залегают согласно на ордовике с выпадением из разреза двух граптолитовых зон (отражение таконской фазы, по М. Весесе-88

линовичу, Б. Крстичу и Х. Спасову). Они представлены аргиллитами с редкими прослоями лидитов и песчаников с остатками граптолитов. К западу верхняя часть силурийского разреза фациально замещается тонкослоистыми известняками, аргиллитами без граптолитов и лидитами. Отложения нижнего девона очень близки верхнесилурийским по своему составу, малым мощностям и фациальным изменениям.

Средний и верхний девон представлен своеобразной формацией, именуемой флишем [Пантич, Крстич, 1967; и др.]. Это мощная толща (до 1000 м) ритмично переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, мелко- и грубозернистых кварцевых и полимиктовых, часто слюдястых песчаников, гравелитов и конгломератов черного, серого, зеленовато-серого, иногда пестрого цвета. Конгломераты мелкогалечные с хорошо окатанной галькой местных пород — лидитов, филлитов, кварца, метаморфических сланцев и др. На поверхностях наслоения присутствуют различные иероглифы, следы течений, знаки ряби, наблюдается косая и градационная слоистость, явления подводного оползания, переотложения осадков и т.д. В подчиненном количестве в толще встречаются прослои и пачки лидитов, карбонатных песчаников и известняков. Интересен комплекс ископаемых остатков организмов: с одной стороны, это флора псилофитов и циклостигмо-археоптерисовая, а с другой — конодонты, гониатиты, радиolariи. Средне-верхнедевонские толщи Восточной Сербии и Западной Болгарии имеют очень много общего с зилаирской свитой Южного Урала [Белов, 1970]. В юго-юго-западных Крайштидах известны маломощные (70–90 м) разрезы верхнего девона, представленного известняками с прослоями аргиллитов и лидитов.

Нижний карбон (турне и визе) залегает согласно на девоне и представлен толщей (200–500 м) аргиллитов с редкими прослоями песчаников. К западу в Крайштидах наблюдается уменьшение мощности сохранившихся от размыва слоев турне до 50 м и замещение глинистых сланцев известняками (с конодонтами), аргиллитами и лидитами.

Верхняя часть ДФФ залегает в долинах рек Искыр, Зимевнишка и Габровница над горизонтом (100–150 м) кварцитов и алевролитов, сопоставляемым с грохотенской свитой и содержащим акритарх ордовика, и представлена толщей (400–1500 м) алевролитов и аргиллитов с прослоями и секущими телами диабазов и диабазовых туфов изменчивой мощности. Она относится к ордовико-девону (Р. Кълвачева). Как отмечал Ж. Иванов [1970], на южном склоне долины р. Габровница на том же алевролито-кварцитовом горизонте лежат фаунистически охарактеризованные ордовик и силур, являющиеся фациальным аналогом верхней части ДФФ.

Среди палеозойских свит Старой Планины, не содержащих окаменелостей (дубравская, стакевская, песочничская, иновская, райновская), имеются, подобно объединению Тулиша в Южных Карпатах, разные подразделения. Все они имеют близкий, хотя и изменчивый состав (конгломераты с галькой старопланинских плутонов и пород ДФФ, аркозовые и грауваксовые кварциты и песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты и зеленые сланцы, базальтовые и андезито-базальтовые эффузивы и туфы, диабазы, изредка известняки), по-разному метаморфизованы от анхидо эпизоны, залегают на ДФФ с угловым несогласием, перекрываются несогласно средним карбоном—пермью. Большинство исследователей относят их к девону, возможно, это будет верхний девон. В гальке конгломератов райновской свиты розовые гранитоиды имеют изотопный возраст 375 млн. лет (сборы автора, определено в лаборатории Л.В. Фирсова, К-Аг). И. Хайдутев [1973] отметил, что 80% верхнепалеозойских пород пространственно связано со спорными свитами. Вероятно, они образуют единые структуры и, следовательно, для части из них вероятен верхнепалеозойский возраст. Возможно, генетически они отвечают островодужным поясам раннеорогенного вулканизма [Моссаковский, 1975].

Эпиметаморфизованные отложения гор Пояна-Рускэ относятся большинством исследователей к Супрагетикуму, а М. Мурешаном рассматриваются как северный выступ Данубикума. Они очень хорошо изучены [Mureşan, 1966; Majer et al., 1969, 1975; Kräutner et al., 1969, 1973]. В связи с производственными нуждами составлены карты и профили с использованием горных выработок (рис. 31, 32), ведется добыча железных руд.

Возраст всех выделенных здесь стратиграфических подразделений обоснован палинологически и подтвержден радиогеохронологией. Однако у меня все же

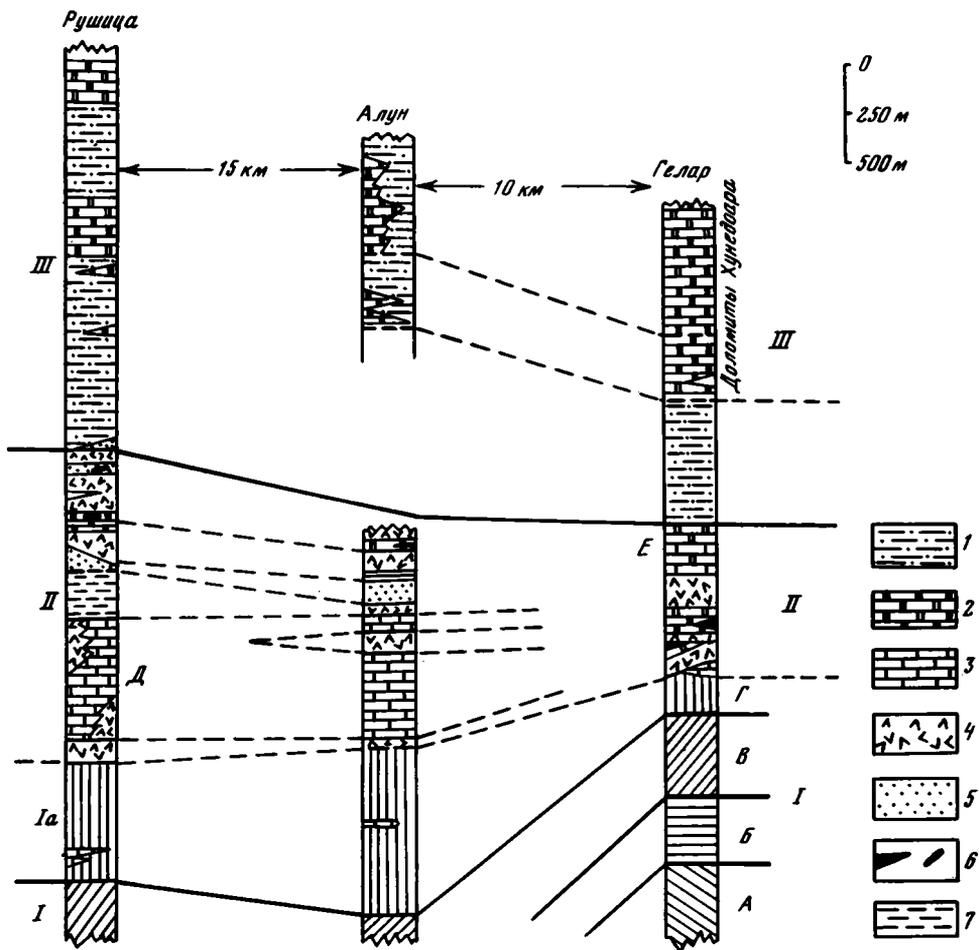


Рис. 31. Сопоставление стратиграфических разрезов в средней части массива Пояна Рускэ, по О. Майеру [Maier, 1969]

I – свита Бэтрина (Ia – ее верхняя часть Говэджия): А – графитовые сланцы с прослоями зеленых туфогенных пород, Б – кварц-серицит-хлоритовые сланцы, В – графитовые сланцы, Г – графитовые сланцы с прослоями зеленых туфогенных сланцев; II – свита Гелар: Д – известняки Рушица, Е – горизонт светлых известняков и черных доломитов; III – свита Падеж: I – серицит-хлоритовые сланцы; 2 – доломиты; 3 – мраморизованные известняки; 4 – зеленые туфогенные сланцы; 5 – кварциты; 6 – пласты железных руд; 7 – терригенный горизонт

остается небольшое сомнение в отношении возраста этих толщ, настолько они отличаются по составу, полноте разреза и степени метаморфизма от остальных вышеописанных ордовикско-нижнекаменноугольных отложений Южных Карпат. Часть из них очень сходна с докембрийско-кембрийским комплексом Восточной Сербии. В ранних работах есть указания о находках здесь ордовикско-докембрийских спор и пыльцы. По общепринятому варианту, который мы должны принять, эти толщи определяются как ордовикско-нижнекаменноугольные. В этом случае горы Пояна Рускэ должны рассматриваться как отдельная структурно-фациальная зона, близкая по истории развития к островной дуге.

Эпиметаморфизованный комплекс гор Пояна-Рускэ образует антиклинорий субширотного простирания, на который надвинут мезометаморфизованный комплекс. Вдоль надвига наблюдается зона милонитов. Эта структура считается герцинской, ее перекрывают несогласно нижнемеловые и среднеюрские отложения.

Автор имел возможность в 1976 г. ознакомиться с разрезом эпиметаморфизованного комплекса Пояна-Рускэ под руководством О. Майера. Нижеследующее описание дается по работам румынских исследователей с небольшими изменениями, соответствующими личным впечатлениям.

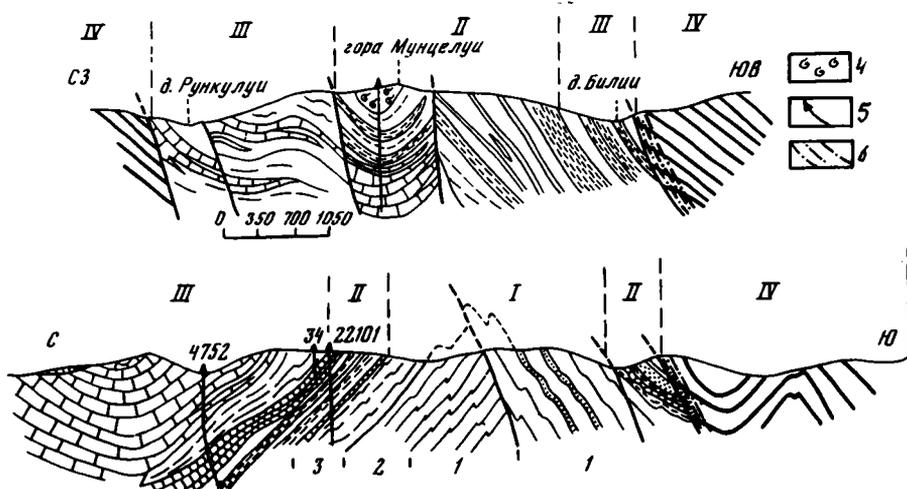


Рис. 32. Геологические профили через массив Пояна Рускэ, по О. Майеру [Maier, 1969]

I — свита Бэтрина; II — свита Гелар; III — свита Падеж; IV — мезометаморфический комплекс. 1 — графитовые сланцы с прослоями зеленых туфогенных пород; 2 — кварц-серицитовые сланцы; 3 — графитовые сланцы; 4 — гипербазиты; 5 — скважины; 6 — зона милонитов

Стратиграфический разрез начинается со свиты Бэтрина, имеющей терригенный характер. Она состоит из кварцитов, графитовых и серицит-графитовых сланцев, серицит-хлоритовых сланцев с прослоями диабазовых метатуфов и метаизвестняков. Верхнюю ее часть выделяют в самостоятельную свиту Говэджия, в основании которой предполагается несогласие. Однако, ни в поле, ни на картах и профилях последнее мне не удалось обнаружить. Мощность свиты 2–2,5 км, возраст раннедевонский и додевонский, но не древнее ордовика. Выше согласно лежит вулканогенная свита Гелар. В ее состав входят основные метатуфы, изредка встречаются метатуфы кварцевых кератофилов, серицит-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты и более редкие кварциты и графитовые сланцы. В этой свите находятся вулканогенно-седиментационные окисно-карбонатные железные руды, а также секущие тела габбро и серпентинизированных гипербазитов. Граница с вышележащей свитой Падеж проводится условно по горизонту светлых известняков и черных доломитов. Мощность свиты Гелар изменяется от 2,4–4 км на севере до 0,4–1,5 км на юге. Внутри свиты выделены отложения двух фациальных зон: вулканической зоны поднятия, маркируемой накоплением диабазовых туфов, и зоны прогиба с преобладанием терригенных и карбонатных формаций. Возраст свиты Гелар определяется как средне-верхнедевонский.

Свита Падеж — терригенно-карбонатная (до 6 км), представлена серицит-хлоритовыми сланцами и мощными (1–3 км) известняками и доломитами. Последние образуют рифовые массивы, рядом с которыми, фациально их замещая, расположены терригенные толщи. В верхней песчано-сланцевой части свиты Падеж встречаются горизонты (50–200 м) кислых вулканитов: кварцевых кератофилов, риолитов, их туфов, а также редкие прослои основных туфов и секущие тела того же состава, затем габбро и долеритов. С кислыми вулканогенными породами связана свинцово-цинковая сульфидная минерализация. По возрасту свита Падеж, скорее, относится к позднему девону, чем к раннему карбону [Maier et al., 1969, 1975]. Завершает разрез несогласно лежащая свита Поени-Рошкани (1500 м), представленная филлитами, черными и пестрыми глинистыми сланцами, алевролитами, иногда кварцитовидными. В ней найдены спорово-пыльцевые остатки раннего карбона.

В крайней юго-западной части Баната, в массиве Локва, относящемся также к Супрагетикуму, О. Майером [Maier, 1974] изучен комплекс метаморфических пород, состоящий из двух серий. Нижняя серия Локва (4–5,5 км), представлявшая первоначально терригенную толщу, сложена внизу альбитовыми гнейсами, переслаивающимися с мусковит-хлорит-альбитовыми, кварцитовыми и актинолитовыми сланцами, вверху — сланцами с порфиробластами альбита: мусковит-хлоритовыми, хлорит-карбонатными с горизонтами кварцитовых сланцев, кварцитов, а в самом

верху – туфогенными сланцами основного состава. Метаморфизована в субфации с биотитом фации зеленых сланцев.

Верхняя серия Лесковица (4–7 км), залегающая на предыдущей несогласно (?) с горизонтом метааркозов в основании, представляла первоначально вулканогенно-осадочный комплекс. Она образована хлорит-кварцитовыми, кварцитовыми, мусковит-хлоритовыми и графитовыми сланцами (метапсамиты и метапелиты), сланцами со стильномеланом, эпидозитами и другими по магматическим породам (метагаббро, метадолериты, метабазиты, метадациты и риолиты и метакислые и основные туфы). Метаморфизм серии Лесковица в хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Микро- и петроструктурный анализ устанавливает три фазы деформации, из которых верхняя свита подверглась лишь двум. Возраст обеих свит подтвержден остатками микрофитопланктона [Maier, Visarion, 1976]. Акритархи и хитинозоа силура и, возможно, ордовика характерны для серии Локва, а в серии Лесковица обнаружены специфические для девона – раннего карбона (уверенно для среднего – позднего девона) ассоциации акритарх, сколекодонт, хитинозоа и спор. О. Майер сравнивает разрез двух серий с эпиметаморфизованным комплексом Пояна-Рускэ.

Супрагетский элемент находит продолжение в зоне Моравы (Буковикско-Крушеватской), где описаны толщи, похожие на развитые в массивах Локва и Пояна-Рускэ. Это серицит-хлоритовые, черные графитизированные, зеленые хлорит-альбитовые сланцы и мраморизованные известняки. В базальной части этих пород имеются брекчии и конгломераты с обломками кварца, лидитов, кератофилов и кристаллических сланцев низкой степени метаморфизма. Отложения не содержат окаменелостей. Они очень близки по составу к толщам, в которых в районе р. Власина найдены растительные остатки рифея–кембрия [Пантич, Эрцеговац, 1967], в связи с чем их, вероятно ошибочно, относят к этому возрастному комплексу.

4. Верхнепалеозойские отложения, начинающиеся с намюра, залегают с перерывом и резким угловым несогласием на нижнем и среднем палеозое, образуя наложенные структуры.

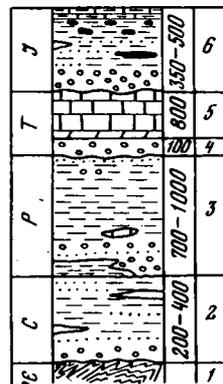
В Южных Карпатах верхний палеозой (вестфал, стефан, пермь) развит как в автохтоне, так и в аллохтонных единицах (рис. 33). Он представлен [Năstăseanu et al., 1973] молассовыми угленосными и красноцветными отложениями и орогенными вулканитами. В гетикуме вестфал-пермские толщи образуют синклиниорий меридионального направления в зоне Решица. С запада он ограничен тектоническим контактом с Супрагетикумом. Синклиниорий состоит из нескольких синклиналей и антиклиналей, при этом пермские отложения образуют часто самостоятельное продолжение (бутоньер), переходя с краевым несогласием на докембрийские породы. В Данубикуме верхнепалеозойские отложения образуют какие-то остатки прежних структур, сохранившиеся после альпийской деформации и денудации, в зонах Свиница и Пресакина. В восточной части Данубикума и в останцах Гетского покрова (Годеану и др.) встречаются части сильно тектонизированные или метаморфизованные клочки верхнепалеозойских отложений. Среди них есть доказанные флорой верхнекаменноугольные, красноцветные пермские отложения и предполагаются среднекаменноугольные в свите Тулища.

В зоне Решица разрез верхнего палеозоя начинается с конгломератов (300 м), залегающих несогласно на древнем кристаллиникуме и содержащих гальку метаморфических пород и гранитов. Затем выделяется песчано-конгломератовая толща (200–300 м). Обе они относятся к вестфалу. Выше следует песчано-аргиллитовая толща стефана А, В, С (400–500 м), переходящая постепенно в нижнюю пермь (отен). Последняя представлена темными аргиллитами с прослоями песчаников, иногда озерных известняков и конгломератов. Эта толща (250 м) по периферии замещается красноцветными песчаниками, содержит фауну и флору отена. Далее следует толща (1000 м) красноцветных песчаников и конгломератов, которая местами залегает прямо на докембрии. В нижней части она содержит прослой известняков и аргиллитов. Внутри нее проводят условно границу отена и саксония. К саксонии же относят изолированный выход вулканогенно-песчано-аргиллитовой толщи (~200 м).

В зоне Свиница каменноугольные отложения (вестфал С, Д, стефан А), залегающие с несогласием на древних комплексах, представлены песчаниками с редкими

Рис. 33. Схематическая последовательность палеозойских отложений Гетикума, по С. Нэстэсяну [Năstăseanu, 1975]

1 — Гетский кристаллин; 2 — конгломераты, песчаники и аргиллиты с углем; 3 — красноцветные конгломераты, песчаники и аргиллиты с озерными известняками; 4 — кварцитовые конгломераты; 5 — доломиты и известняки; 6 — грестенские фаши



прослоями конгломератов и аргиллитов, мощностью несколько сотен метров. Пермь залегает с несогласием на каменноугольных отложениях или прямо на более древних. Она также подразделена на два комплекса: терригенный (800 м) с фауной отена и вулканогенный (1500 м). Последний представлен залегающими прямо на докембрии агломератами, туфами, эффузивами кислого и реже основного состава, ассоциирующими с красноцветными песчаниками и аргиллитами.

В зоне Пресакина известны лишь пермские отложения, разделяющиеся, как и в зоне Свиница, на конгломерато-песчано-аргиллитовый (800 м) и вулканогенно-терригенный (550 м) комплекс. Флористические комплексы Гетикума и Данубикума одинаковые.

Верхний палеозой Восточной Сербии и Западной Болгарии имеет аналогичный характер. Намюр-вестфальские отложения наиболее полно представлены в Свогенском грабенообразном угольном бассейне (Я. Тенчов). Они образованы континентальными (озерно-болотно-речными) угленосными терригенными толщами (850 м) — конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами.

В Свогенском прогибе внутри намюр-вестфальского разреза отмечаются частые перерывы, краевые и местные структурные несогласия. Более интенсивная складчатость произошла между вестфалом D и стефаном с образованием прямых и опрокинутых складок и небольших надвигов.

В Старой Планине Восточной Сербии вулканогенно-осадочная свита (200 м) представлена конгломератами и песчаниками, андезитовыми и дацитовыми порфирами, туфами и туффитами. Остатки флоры датируют вестфал В и С. Неопределенным остается положение палеобазальтов и андезито-базальтов Искырского ущелья (D?, C₂?).

Верхнекаменноугольно-пермские отложения распространены в виде небольших полос, образующих крылья складок, впадины и небольшие грабены почти во всех структурных зонах Балканид. Они тоже залегают с несогласием на более древних породах. Верхнекаменноугольные отложения представлены грубыми конгломератами, песчаниками и алевролитами часто с прослоями угля и флорой. Иногда среди них встречаются туфы дацитового состава, озерные известняки.

Пермские отложения подразделяются в целом на две свиты. Нижняя (нижний ротлигенд?) обычно связана постепенным переходом с верхним карбоном и местами переходит с краевым несогласием в более древние отложения. Верхняя свита (верхний ротлигенд?) залегает иногда согласно на ней и на всех более древних подстилающих отложениях.

В нижней части в перми встречаются угольные прослои, а выше она представлена красноцветными молассовыми отложениями и наземными вулканидами среднего и кислого состава, часто субщелочными (мелафиры, порфириты, кварцевые порфиры, дациты, андезиты и др.). Грубообломочные породы фациально замещаются часто алевролитами, песчаниками и аргиллитами, наблюдаются частые выклинивания отдельных толщ и горизонтов. Мощность стефан-пермских отложений до 1200, а верхне-молассовой пермской свиты до 3200 м. Полоса наиболее грубообломочных пород следует вдоль Старопланинской зоны, а в Крайштидах мощность перми меньше (300—1000 м) и состав преимущественно песчано-глинистый. В составе обломочного материала перми присутствуют все более древние породы, включая гнейсы, гранитоиды, кристаллические сланцы докембрия.

Верхнепермские (?) отложения выделены в Старой Планине [Стратиграфия . . ., 1968]. Они залегают с небольшим несогласием на верхнем ротлигенде, представлены толщей (10—400 м) светло-красных песчаников. Среди них встречаются мелкогалечные конгломераты, заполняющие эрозионные ложбины в основании толщи,

линзы конгломерато-брекчий, разнозернистые и пуддинговые песчаники с неясной косой слоистостью. Песчаники полимиктовые, сверху кварц-олигомиктовые. Цвет пород серо-розовый, светло-серый, бежево-красный, красный и серо-желтый. По всем признакам эта толща близка среднепермской гималдыкской свите Передового хребта Северного Кавказа.

Родопский массив

Родопский массив — один из самых крупных выступов докембрийских гранитно-метаморфических пород в Альпийской области. Ему посвящены работы Ек. Бончева, И. Боянова, И. Вапцарова, В. Вергилова, Д. и Е. Кожухаровых, И. Загорчева (1962–1979 гг.) и др.

По почти общепринятому делению [Докембрий . . ., 1979], докембрийские толщи состоят из двух комплексов — Прародопского и Родопского. Первый (до 10 км) представляет гомогенную ультраметаморфизованную формацию, сложенную преимущественно разнообразными мигматитами, анатектитами и гнейсами, реже встречаются амфиболиты и кристаллические сланцы, горизонты и линзы метаморфизованных ультраосновных пород. Из магматических пород широко распространены гнейсограниты. С породами нижней пестрой свиты второго комплекса (7–9 км) ассоциируют метаморфизованные гипербазиты, метагаббро-нориты и ортоамфиболиты. Считается, что он с угловым и метаморфическим несогласием залегает на предыдущем. В его верхней и нижней свитах известны прослои (до 0,4 м) джеспилитовых железных руд [Kozhouharov, Kozhouharova, 1975].

Оба комплекса перекрыты в ряде мест пермскими и карбоновыми молассами, содержащими их гальки. Залегание на них метаморфизованных толщ (филлиты, зеленые сланцы с прослоями мраморов, диабазов, спилитов и их пирокластов, мощностью до 1000 м) не дает однозначного решения об их докембрийском возрасте, так как возраст последних и характер контактов точно не определены. Максимальные значения K-Ar изотопных определений возраста гнейсов Родопского массива 307 и 410 млн. лет, а прорывающих их крупных гранитных батолитов 370 (Pb-Th) и 270–305 млн. лет (K-Ar метод). Оба комплекса подверглись многократным метаморфическим воздействиям, самые поздние из которых, приведшие к радиогенному омоложению большей части толщ, произошли уже в альпийское время 140, 105, 50 и 30 млн. лет назад [Boyadjev, 1974].

Первые прямые доказательства протерозойского возраста Родопского комплекса опубликованы Д. Кожухаровым, В. Вергиловым и Б. Тимофеевым [Докембрий . . ., 1979]. В свите мраморов и в карбонатно-силикатной серии обнаружены микрофитофоссилии раннего и среднего рифея, а в более нижних свитах — среднего протерозоя. В Прародопском комплексе ископаемые организмы пока не найдены.

Однако положение со стратиграфической, а также и со структурной изученностью Родопского массива далеко не так просто и ясно, как это казалось совсем недавно. Ж.Иванов, С. Московски и К. Колчева [1979] высказывают обоснованные сомнения в правильности разделения метаморфитов массива на два комплекса, их внутреннего членения и в реальности резкого стратиграфического, структурного и метаморфического несогласия между ними. На конкретных материалах показано, что во время альпийского этапа развития массива образовалось несколько крупных надвиговых пластин, игнорирующих в существующих тектонических схемах. Эти пластины существенно увеличивают мощность гранитного слоя в Центральных Родопах. Авторы справедливо ставят вопрос о необходимости пересмотра общепринятых взглядов на стратиграфию и внутреннюю структуру массива.

Надо сказать, что покровные структуры отмечались на Родопском массиве и ранее, в работах 20–50-х годов. Недавно к востоку от г. Кыржали в бассейне р. Арда И. Боянов, Е. Кожухарова и Д. Кожухаров закартировали и изучили Кулиджикский покров [Боянов и др; 1969], обнаруженный ими впервые во время экскурсии в 1967 г. совместно с А.В. Пейве и Н.А. Штрейсом. Метаморфический комплекс протерозоя, образующий аллохтон, залегает поверх автохтонного протерозойского комплекса и перекрывающего его чехла. Возраст отложенный чехла установлен благодаря обнаружению в филлитах остатков радиоларий, форамнифер, конодонт, а также кремниевых губок и водорослей позднего триаса, юры и раннего мела [Боя-

нов, Липман, 1973; и др]. Возраст надвигания, следовательно, альпийский, минимальная амплитуда — 5 км.

Сильно смятые и метаморфизованные толщи зеленых сланцев и филлитов, спорадически распространенные во многих местах Родопского массива, ранее относились к докембрию — нижнему палеозою (ДФФ). Однако они в большей мере могут быть и мезозойскими, что подтверждается данными по греческой части массива [Maratos, Andropoulos, 1965], в связи с чем роль альпийских складчаточпокровных деформаций в структуре Родопского массива представляется более важной [Боянов, 1973]. О том же свидетельствуют брахиоподы (O_2-C_1 ?), обнаруженные в керне скважины, пробуренной в нижнепротерозойском комплексе Западных Родоп [Анцырев и др., 1980].

Многочисленные мелкие тела гипербазитов в Родопском массиве представляют собой преимущественно протрузивные образования, связанные, как правило, с разломами. Все это свидетельствует в пользу гипотезы, высказанной А.В. Пейве [1967], об аллохтонности многих гранитно-метаморфических массивов Альпийской области. Вопрос об аллохтонности всего Родопского массива, несмотря на его вероятное многократное шарьирование, тем не менее остается пока открытым.

В палеогеографическом положении Родопского массива много неясного. На палеогеографических картах палеозоя и мезозоя болгарские геологи Хр. Спасов, Сл. Янев, И. Начев и другие рисуют Родопскую сушу почти в неизменных границах. Однако эти границы почти не обоснованы данными литолого-палеогеографического анализа и представляются гипотетичными. Что представлял собой массив в раннем и среднем палеозое — неизвестно. В конце среднего палеозоя он испытал сильную гранитизацию. По-видимому, впервые этот массив появился на поверхности в позднем палеозое и существовал до начала мезозоя в виде суши, на которой в отдельных небольших впадинах накапливались континентальные молассы и вулканы орогенного типа. Они сохранились лишь по периферии Родопского массива.

Сербско-Македонский массив

Расположенный между Вардарской и Крайштидной (Струмской) разрывными системами массив продолжается к северу под чехол Паннонской впадины, а с юга в северной части Эгейского моря обрывается продолжением Восточно-Фракийского глубинного разлома. Сербско-Македонский массив сложен докембрийскими и палеозойскими метаморфическими образованиями, складчатая структура которых вытянута в северо-северо-западном направлении.

В настоящее время относительно стратиграфического расчленения метаморфических комплексов Сербско-Македонского массива у исследователей нет единого мнения. По-видимому, для решения вопроса требуются дополнительные исследования. Ив. Боянов и Д. Кожухаров думают, что в Сербско-Македонском массиве можно выделить те же стратиграфические подразделения, что и на Родопском массиве. В болгарской части массива в районе Осоговской планины они выделяют [Стратиграфия . . ., 1968] аналоги некоторых свит протерозоя Родопского массива. В то же время Е. Димитрова и В. Вергилов считают, что здесь распространены в основном породы более молодого верхнедокембрийско-кембрийского комплекса, метаморфизованного при внедрении гранитных интрузий, местами до образования гнейсов. Д. Димитриевиц [Dimitrijević, 1974] тоже пришел к заключению, что ни по составу пород, ни по характеру складчатости, ни по общей структуре и геологической истории Сербско-Македонский массив не похож на Родопский.

Большинство исследователей (М. Арсовски, Р. Стоянов, М. Страчков, И. Страčkoва, М. Димитриевиц, Б. Чирич, В. Алексич, М. Каленич, А. Грубич, В. Петровиц, С. Дивлян и др.) выделяют в пределах массива два комплекса пород. Нижний (выше 11 км) состоит из различных гнейсов и слюдяных сланцев, менее кварцитов, мраморов, линз амфиболитовых и пироксеновых пород. По возрасту они относятся условно к протерозою. Имеется значение изотопных Rb-Sr определений из гнейсов района Буяновак — 950 млн. лет. [Bouadjiev, 1974].

Верхний (власинский) комплекс (3–6 км) включает все серии кристаллических сланцев, метаморфизованных в зеленосланцевой и частично в амфиболитовой фазах. М. Димитриевиц указывает на вероятность того, что этот комплекс больше

петрологическое объединение, чем стратиграфическое, что очень правдоподобно. По данным М. Димитриевича и Б. Чирича [1966], в основании власинского комплекса имеются перерыв и несогласие, фиксирующие крупную фазу орогенеза. В то же время В. Алексич, А. Грубич и М. Каленич [1967] указывают, что эта граница в Восточной Сербии не определена. Комплекс состоит из различных серых и зеленых сланцев (минералы: альбит, мусковит, кварц, хлорит, эпидот), метавулканистов кислого, среднего и основного состава, филлитов, упоминаются железистые кварциты. Часть власинского комплекса, вероятно, относится к верхнему рифею и кембрию, к чему склоняются большинство исследователей. В обоснование этого обычно ссылаются на находку в верхней части комплекса в зоне Пореч археоциатовой фауны [Каленич, 1966] и на обнаружение спорово-пыльцевых комплексов верхов рифея и нижнего кембрия в Южно-Моравском антиклинории [Пантич, Эрцеговац, 1967]. Однако положение может быть более сложным. Видимо, имеется еще одна сходная в петрографическом смысле формация пород, но принадлежащая палеозою. Хотя к последнему обычно относят слабо метаморфизованные толщи (глинистые сланцы, известняки, филлиты, кремнистые породы), видимо, степень их метаморфизма изменяется. Подтверждением этому служит следующее. С севера через Дунай с румынской территории (массивы Локва и др., см. рис. 34, II) прямо на соединение с фаунистически нехарактеризованным власинским комплексом (PZ₁?) Моравской зоны (район Главика, Буковик) Сербско-Македонского массива протягиваются эпиметаморфизованные породы с окаменелостями палеозоя [Majer, Visarion, 1976]. Описания толщ сходны [Majer, 1979; Алексич и др., 1967].

Вероятно, эпиметаморфические комплексы Буковикско-Крушеватской (Моравской) зоны (PZ₁₋₂) не соответствуют власинскому комплексу (PC-C). Они разделены и на геологической карте Сербии [Milovanović i Ćirić, 1968], а в последнее время рассматриваются [Веселинович и др., 1980] в составе отдельной палеотектонической единицы Рановак (ордовикско-нижнекаменноугольная серия граувакк, глинистых сланцев, основных вулканических и реже интрузивных пород и кератофигов). Те же авторы отмечают вдоль западного края Сербско-Македонского массива нижнепалеозойскую (?) серию песчано-глинистых отложений с прослоями базальтовых лав, метаморфизованную до амфиболитовой стадии. Знаменательно открытие в графитовых сланцах и мраморах, находящихся среди гнейсов и кристаллических сланцев, к югу-западу от г. Лесковак девонских палиноморф [An outline . . ., 1980]. К этому же палеозойскому комплексу, вероятно, относятся эпиметаморфизованные ордовикские отложения (500 м) с окаменелостями в районе г. Босильград. Они представлены филлитами, песчано-алевритовыми, графитовыми и кварц-серицитовыми сланцами с прослоями и пачками зеленых и известняковых сланцев и мраморов. В основании, возможно, перевернутого разреза имеются фосфатные кварциты с одним богатым горизонтом фосфатов. В кварцитах собраны остатки тремодокской фауны лингул и оболусов [Павлович, 1967]. По-видимому, именно в основании палеозойского комплекса, начинающегося с ордовика, фиксируются несогласие и фаза складчатости.

К близким заключениям пришли Ф. Коккель и Х. Вальтер [Kockel, Walther, 1965] для района Восточной Македонии, где единый комплекс пород (до 8 км), состоящий внизу из гнейсов, а сверху из гнейсов, слюдяных сланцев, филлитов, диабазов и других метамагматитов основного состава, был впервые метаморфизован, по их мнению, в предордовикское время (сардинская фаза). К этому же рубежу, по М. Димитриевичу, приурочено внедрение кислых гранитоидных интрузий каледонской эпохи (450 млн. лет, Rb-Sr метод). Вероятно, с этим же этапом связано формирование струмской формации (габбро-диориты, диориты, габбро-плагιοграниты), изотопный возраст которой несколько занижен — 360–330 млн. лет (по Ст. Бояджиеву).

Сербско-Македонский массив богат гранитоидами, главные из которых образовались в герцинскую эпоху. Это батолиты, иногда в сообществе с мигматитами, и мелкие тела нормальных гранитов, изотопные определения возраста которых по Rb-Sr дали значения от 316 до 234 млн. лет [Borsi et al., 1964; Boyadjiev, 1974; и др.]. Кроме того, имеются мелкие тела плагιοгранитов и сложные интрузии, в которых различаются породы от габбро до гранодиоритов и, наконец, интрузии габбро и тела гипербазитов.

Первые процессы метаморфизма произошли до начала образования верхнего комплекса — "довласинская консолидация", но в связи с неясностью возраста толщ не ясно, когда это было — либо до позднего рифея, либо до ордовика. Затем следует отметить метаморфизм, связанный с образованием струмской диоритовой формации, возможно, во время формирования верхнего комплекса, и последующий метаморфизм, преобразовавший магматические породы струмской формации в гнейсы. Во время и после образования верхнего комплекса происходили региональный зеленосланцевый метаморфизм и контактовый метаморфизм, обусловленный разновозрастными интрузиями гранитоидов.

Верхнепалеозойские отложения на Сербско-Македонском массиве распространены спорадически и представлены красноцветными молассами и орогенными вулканитами. Так, в западной части массива в Греческой Македонии известна свита (600 м, по Ж. Мерсье) пестроцветных метапесчаников, кварц-серицитовых сланцев, порфиридов и кварцевых порфириров, песчанистых известняков. Ее возраст укладывается в пределы поздний палеозой — ранний триас, так как пегматиты, датированные в 300 млн. лет (К-Аг), ее не прорывают. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры отмечаются М. Арсовски и Р. Стояновым также в краевой части массива на границе с Вардарской зоной в Югославской Македонии. На восточном краю массива, в основном вдоль Струмской тектонической зоны, известно несколько узких клиньев красноцветных эпиметаморфизованных отложений (до 300 м), зажатых среди древних метаморфических толщ. Они несогласно залегают на последних, перекрыты нижним триасом и условно относятся к перми.

История тектонического развития Сербско-Македонского массива, Балканид и Вардарской зоны рассмотрена совместно (см. далее). Неоднозначность исходных данных для массива затрудняет создание обоснованной модели. В принятом нами варианте предполагается, что геосинклинальный процесс на месте Сербско-Македонского массива начался в рифее, осадочные и вулканогенные толщи подверглись метаморфизму и первой гранитизации перед поздним рифеем, еще раз перед ордовиком. К началу палеозоя, таким образом, первичный гранитно-метаморфический слой уже был сформирован. Геосинклинальные процессы продолжались, и, вероятно, значительная часть Сербско-Македонского массива представляла собой в ордовикско-раннекаменноугольное время островную дугу, в основании которой располагался фрагмент древнего гранитно-метаморфического слоя. Это подтверждается широким распространением вулканических толщ пестрого состава. В герцинскую эпоху складчатости тектонические процессы, метаморфизм и гранитизация привели к образованию нормальной континентальной коры.

Вардарская зона

Палеозойские отложения Вардарской зоны находятся в исключительно сложной структурной обстановке, обусловленной неоднократными мощными тектоническими движениями герцинского и альпийского этапов развития. Они еще очень слабо изучены и зачастую трудно отделимы от более молодых и более древних комплексов. Какой-либо общей стратиграфии для всей зоны пока не предложено, и имеется возможность лишь для рассмотрения стратиграфических сведений по отдельных районам.

К югу от Белграда в Шумадийской области к нижнему-среднему палеозою относится толща глинистых, слюдястых, графитовых и зеленых сланцев, филлитов, мраморизованных известняков. Их докаменноугольный возраст определяется по прорывающим букульским гранитам [Анджелкович, 1967].

Юго-восточнее в районе Копаоника стратиграфия палеозоя весьма запутана (Б.М. Чирич). Так, выделяется толща (2000 м) переслаивания филлитов, глинистых сланцев, серицитовых и карбонатных сланцев, зеленых амфиболовых и эпидотовых сланцев с редкими прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Какая-то часть ее относится к триасу, по находкам конодонт в известняках. На этой толще залегают согласно свита (400 м) известняков и доломитов, в которой найдены проблематичные окаменелости ордовика, а в горизонте брекчированных известняков — каменноугольные фораминиферы [Rampoux, 1974]. Последние должны считаться переотложенными, если вся карбонатная свита относится к триасу, по конодонтам

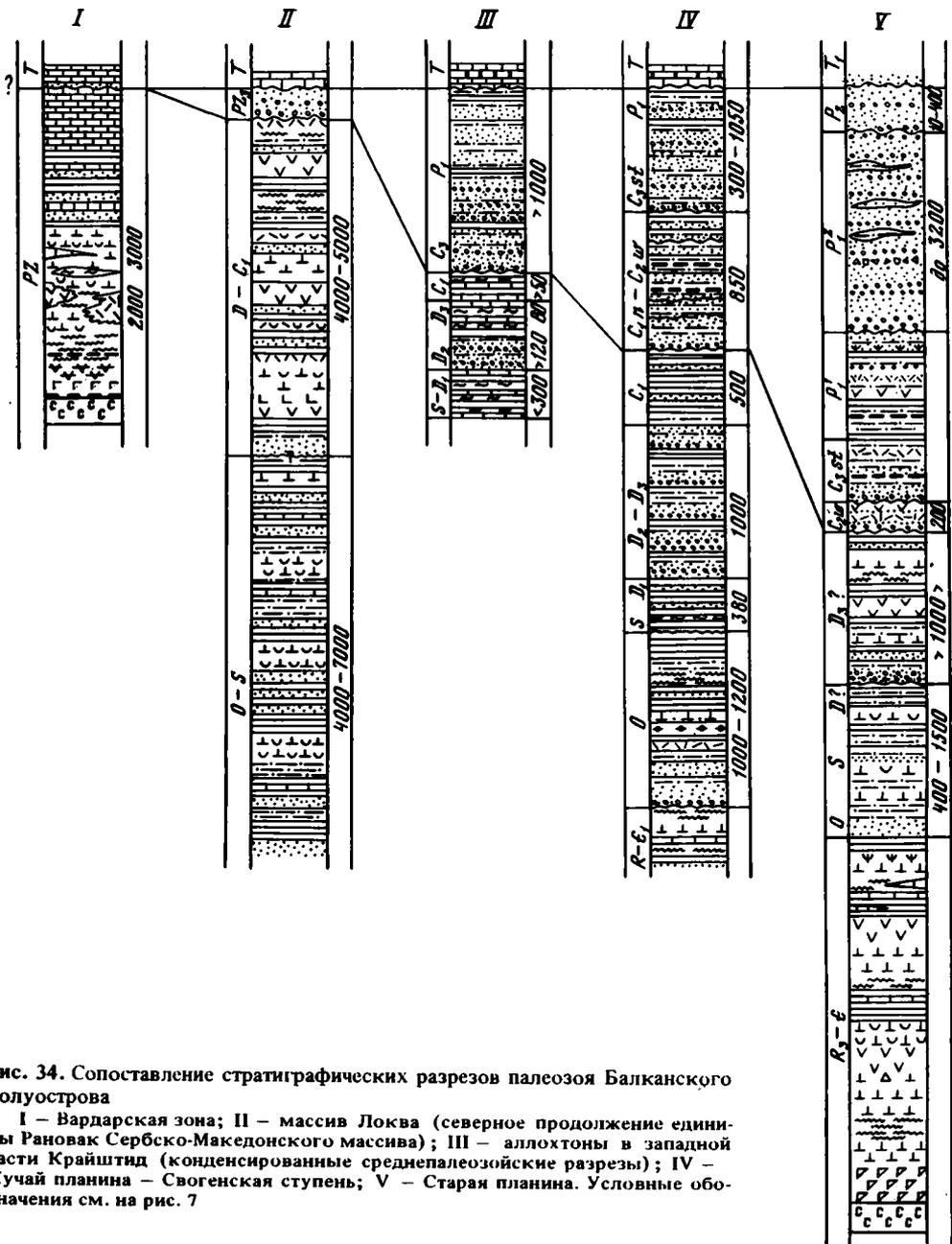


Рис. 34. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозоя Балканского полуострова

I – Вардарская зона; II – массив Локва (северное продолжение единицы Рановак Сербско-Македонского массива); III – аллохтоны в западной части Крайштид (конденсированные среднепалеозойские разрезы); IV – Кучай планина – Свогенская ступень; V – Старая планина. Условные обозначения см. на рис. 7

[Мичич и др., 1968]. Следующая толща, взаимоотношение которой с остальными не ясно, представлена офиолитовой ассоциацией: гипербазиты, габброиды, диабазы, зеленые сланцы (хлорит, эпидот, актинолит и др.) и амфиболиты. Палеозойские толщи и офиолиты рвутся среднепалеозойскими гранитоидами и перекрываются стратиграфически триасом. Галька гипербазитов встречена в конгломератах верфе-на (А. Грубич, М. Желязкова-Панайотова, Т. Иванов, М. Илич).

Южнее в македонской части Вардарской зоны М. Арсовски, Н. Думурджанов, Р. Стоянов и другие выделяют метаморфические комплексы, находящиеся в тектонических блоках, и коррелируют их с докембрием Пелагонийского массива. В районе г. Титов Велеш описан наиболее характерный представитель палеозоя Вардарской зоны – серия Велешка [Kossmat, 1924] (М. Арсовски, Р. Стоянов, М. Страчков и др.). Она представлена филлитами, кварц-серицит-графитовыми сланцами, зелеными сланцами, кварцитами, алевролитами с прослоями мраморов. К ней же относятся мета-

морфизованные основные вулканические породы — спилиты, диабазы, пирокласты, местами с прослоями микритов, кремнистых микритов и яшм. С ними же ассоциируют кварцевые порфиры. Благодаря, видимо, тектоническому вклиниванию и отчасти контактовому метаморфизму среди пород серии Велешка часто описывают гнейсы и лептинолиты, мигматиты, биотитовые и другие кристаллические сланцы, амфиболиты. Мощность серии 2–3 км.

Серия Велешка и ее эквиваленты традиционно рассматриваются как нижний-средний палеозой. В районе г. Титов Велеш имеется разрез отложений, надвинутых на серпентиниты. В его основании расположены амфиболиты и зеленые сланцы (~500 м), затем филлиты, мраморизованные известняки и кварциты (~500 м) и сверху мраморы (~400 м). Во всех трех толщах обнаружены споры и пыльца каменноугольного возраста [Грубич, Ерцеговац, 1975]. Аналогичный палинологический спектр обнаружен также и в других местах в Вардарской зоне. Однако, думается, что этих данных еще недостаточно для суждения о возрасте велешских слоев. Палеозойский возраст большей части серии Велешка и ее аналогов бесспорен. Они перекрываются несогласно отложениями триаса (рис. 34, I) и прорваны палеозойскими гранитами (граниты Вртомица — 345 млн. лет, Rb-Sr изохрона) [Rollet, 1969]. Ф. Коссат отмечал сходство серии Велешка с ордовиком-девонем Северной граувакковой зоны Восточных Альп.

В Греческой Македонии описаны [Mercier, 1967] хлоритовые и серицитовые сланцы с прослоями (до 15 м) диабазов и пиллоу-лав, относимые к палеозою на основании прорывания их жилами пегматитов с возрастом 290 млн. лет (Rb-Sr).

Метаморфизм в Вардарской зоне происходил в условиях высокого давления (глаукофановые сланцы). Структуры имеют продольную ориентировку, широко развиты пластины, чешуи, зоны рассланцевания и милонитизации. Из-за сильной герцинской и альпийской переработки пликативные формы мало развиты. Для частей пликативных структур отмечается западно-юго-западная вергентность, разломы падают на восток-юго-восток под углом 35–70°. Вдоль разломов часто втиснуты серпентиниты. Блоки докембрийских пород характеризуются сложным строением и крутым, почти вертикальным залеганием пород.

История тектонического развития

Попытки периодизировать историю развития Южных Карпат и Балкан предпринимались ранее Е. Бончевым, К. Петковичем, Д. Ярановым и др. Наиболее близкие к современному уровню знаний обобщения по тектонической истории региона были даны румынскими [Giusca et al., 1969] и сербскими исследователями [Алексич, Каленич, 1969]. Одним из основных положений этих работ было формирование первичной добайкальской геосинклинали на океаническом или субокеаническом фундаменте.

Начало развития Палеотетиса относится еще к рифею. Между кристаллическими массивами Гетикума, Данубикума, Сербско-Македонским и Родопским, в пределах которых гранитно-метаморфический слой сформировался в раннебайкальскую эпоху (моравская фаза) [Алексич, Каленич, 1969; Schuster, 1972] или ранее, образовались зоны (может быть, путем растяжения, рифтогенеза), где на меланократовый гипербазит-габбровый фундамент налегают эффузивно-осадочные отложения рифея (свита Корбу в Банате, диабаз-филлитоидная формация в Старой Планине). Байкальская эпоха завершилась в некоторых из них складчатостью, сопровождаемой метаморфизмом и гранитоидным магматизмом (650–500 млн. лет). В других зонах можно предполагать непрерывное осадконакопление (Балканы—Внутренний Данубикум), в начале ордовика произошла лишь смена формационного состава отложений. Северная часть Палеотетиса, прилегавшая к Мизийской плите, в доордовикское время находилась в океанической и начале переходной стадий формирования земной коры, а позже здесь уже имелись многочисленные участки с гранитно-метаморфическим слоем. Эта переходная во временном и пространственном отношении область расчленилась на ряд палеотектонических зон, реконструкции которых помогают взаиморасположение и формационный состав палеозойских комплексов.

Преимущественно терригенные разрезы ордовика — нижнего карбона Кучай Планины и Свогенской антиклинали близ г. Софии характеризуют зону батиклинали у континентального склона Мизийской плиты. На границе с последней в Старой

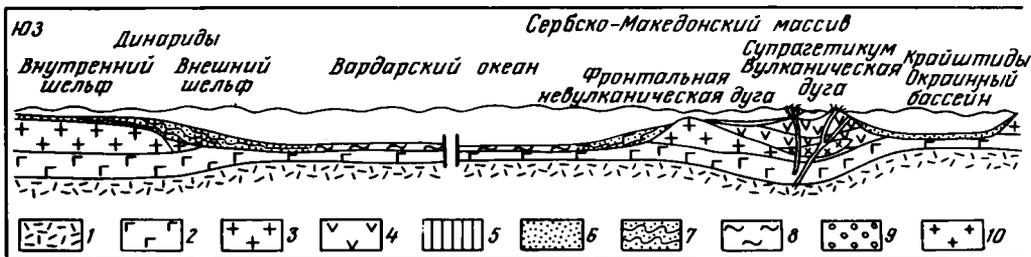


Рис. 35. Палеотектонический профиль Мизийская плита – Динариды для девонского периода
 1 – верхняя мантия; 2 – “базальтовый” слой и слой 3 океанов; 3 – гранитно-метаморфический слой; 4 – островодужные комплексы; 5 – отложения шельфовых и эпиконтинентальных морей; 6 – отложения краевых и внутренних морей; 7 – отложения склонов континентов и

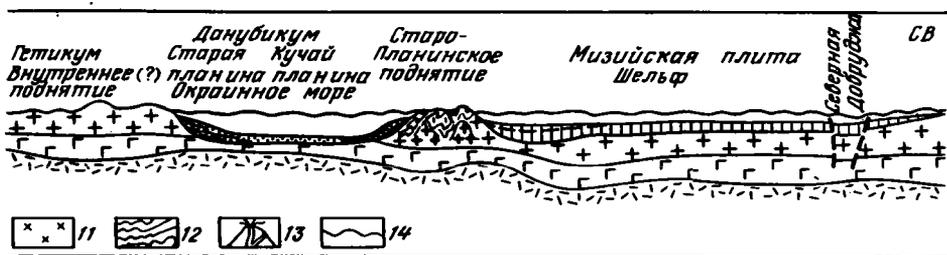
Планине в девоне возникло островное поднятие (рис. 35), для которого был характерен интенсивный магматизм с образованием в начале габбро-плагиогранит-диоритовой формации, а затем калиево-щелочной. Верхний девон (?) на поднятии залегает с перерывом и представлен молассоидными отложениями, андезито-базальтовыми порфиритами и известняками. В целом всю зону к юго-западу от Мизийской платформы можно рассматривать в среднем палеозое как краевое море. Наиболее глубокую его часть, некомпенсированную осадконакоплением, характеризуют мало-мощные карбонато-кремнисто-глинистые разрезы силура–нижнего карбона, сохранившиеся лишь в чешуях и останцах альпийских покровов вдоль западной границы Крайштид.

Сербско-Македонский массив и его продолжение к северу в супрагетском элементе покровной системы Южный Карпат представляли собой островную гряду или дугу, ограничивающую с запада краевое море. Западная часть массива была невулканической частью дуги. В фундаменте этой структуры находились докембрийские гранитно-метаморфические комплексы. Ордовикско-нижнекарбовые отложения этой зоны (массивы Локва и Пояна Рускэ, Моравская зона Восточной Сербии) представлены мощным эпиметаморфизованным комплексом терригенно-сланцевых и магматических (габбро, долериты, базиты, дациты, риолиты и туфы) пород. Х. Крёйтнер [Kräutner et al. 1973] указывает на сходство в развитии этой зоны Карпат с Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зонами Средней Европы и с Судетами, где отмечается аналогичный по возрасту и характеру металлогенез железа, свинца и меди.

В среднем–позднем девоне с начала периода сжатия Сербско-Македонский и, возможно, Родопский массивы испытали воздымания и с них к северо-востоку в прогиб краевого моря поступал обломочный материал, в частности, докембрийских метаморфических пород. Возможно, источником этого материала было только внутреннее поднятие Гетикума.

Следующая к западу Вардарская зона представляет собой структуру, оставшуюся от океанического бассейна Палеотетиса. Секущее положение Вардарской зоны еще в доальпийское время подтверждается несогласным перекрытием всех домезозойских структур триасовыми отложениями. Хотя Пелагонийский массив и находится в аллохтонном залегании на эоценовом флише, его палеозойский чехол свидетельствует о принадлежности этого блока, как и большинства разрезов Динарид, к относительно стабильному краю Гондваны (см. гл. V). В начале альпийского этапа, когда произошли новые расколы, Пелагонийский блок оказался либо между двумя ветвями Вардарского рифта, а затем океанического бассейна в качестве микроконтинента, либо в восточной стороне от этого бассейна на краю Европейской плиты (Ж. Обуэн). Во время альпийских деформаций он был шарьирован к западу.

Надо заметить, что в отношении Вардарской зоны еще очень много неясного. Видимо, этим объясняются такие разные интерпретации палеообстановки этой зоны, которые предложены рядом исследователей. Так, А. Грубич [1977] указывает, что в раннем–среднем карбоне Вардарский “трог” ограничивался с востока Сербско-Македонским массивом, который являлся краевой частью Европейской плиты. Он замкнулся в позднем карбоне и на обширном пространстве, включая Сербско-Македонский массив, Балканы и часть Внутренних Динарид, образовалась горная



островных дуг; 8 – слои 2 и 1 океанов; 9 – вулканогенные и осадочные комплексы орогенных впадин; 10 – граниты; 11 – плагииграниты; 12 – условные знаки складок; 13 – вулканы; 14 – поверхность водного зеркала

область. А. Грубич отмечает, что во время герцинского скупивания возникли параллельные пояса: Сербско-Македонского массива, где происходили метаморфизм высоких температур и среднего давления и гранитоидный магматизм, и Вардарской зоны, где преобладал низкотемпературный метаморфизм высокого давления.

М. Димитриевич [Dimitrijevic, 1972] посчитал палеозойские отложения Вардарской зоны шельфовыми и для позднего карбона предположил существование на ее месте активной материковой окраины.

Геосинклинально-океаническая структура Балканского полуострова, как и остальной части Палеотетиса, замкнулась в середине карбона путем сокращения своего пространства, скупивания горных пород, складчатости и шарьирования. Отдельные фазы этого процесса были несколько разновременны в разных зонах: на Балканах и в Южных Карпатах перед намюром, в Динаридах – Вардарской зоне перед поздним карбоном, на Мизийской плите в конце вестфала. Допозднепалеозойские покровные структуры прекрасно документируются в горах Южного Баната (см. рис. 29), несколько хуже в массиве Пояна Рускэ и Старой Планины. В горах Пояна Рускэ отмечаются антиформы и синформы. Примечательно в этом отношении тело серпентинитов (2,5×0,5 км), залегающее в ядре синклинальной складки и пробуренное насквозь скважинами на глубине 1,5 км (см. рис. 32). Можно предполагать, что это останец гипербазитового (офиолитового?) шарьяжа, возраст которого, по сопоставлению с шарьяжами Южного Баната, герцинский. Деформации этого времени сопровождалась метаморфизмом, изотопный возраст которого 320 млн. лет.

Позднепалеозойская стадия развития всей этой территории протекала уже в континентальных условиях. Здесь образовалась расчлененная горная страна, в межгорных и предгорных впадинах которой накапливались красноцветные и угленосные молассы, перекрывавшие с несогласием среднепалеозойские структуры, действовали наземные вулканы. Сл. Янев и другие геологи показали, что в зоне Сербско-Македонского (и Родопского) массива в начале позднего палеозоя подверглись размытию мало метаморфизованные палеозойские толщи, а затем стали разрушаться и более глубокие метаморфиты и гранитоиды. Наиболее приподнятой рисуется зона Старой Планины, к юго-западу и северо-востоку от которой находились прибрежные равнины. Важно отметить, что верхнепалеозойские молассы распространены как в автохтоне, так и в аллохтонных альпийских элементах, что свидетельствует о единой в позднем палеозое палеогеографической области, которая лишь позже была расчленена при образовании Мезотетиса.

Структуры этой стадии развития представляли собой наложенные впадины, превратившиеся затем в средней сжатости синклинории. В этот период времени сформировалось значительное количество гранитоидных массивов, в том числе южноболгарских, наиболее крупные интрузии которых находятся в Родопском массиве. Граниты прорывают герцинскую покровно-складчатую структуру (Оградена, Южные Карпаты и др.), а их галька встречается в пермских конгломератах [Вомбое, 1967; и др.]. По-видимому, орогенный магматизм захватил большой интервал времени и представлен несколькими различными по составу интрузивными телами: нормальными гранитами, грано-диоритами, кварцевыми диоритами, сиенитами, щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами, сиенистыми порфирами и лампрофирами.

Часть из них гнейсирована (граниты Сихевица, Пониаска в горах Семеник и др.) и считается некоторыми исследователями докембрийской. Однако радиометрические исследования этой группы гранитоидов показали герцинские значения, млн. лет: 335 для Оградена (K-Ar), 393–376 (Rb-Sr) и 310 (K-Ar) для Кербелезу, 373 для Сфырдину (K-Ar) в Румынии; 275–237 для Нерешника (Rb-Sr) в Восточной Сербии [Дивлян М., Дивлян С., 1967].

МИЗИЙСКАЯ ПЛИТА

Мизийская плита в современной структуре разделяется на два крупных элемента: большую погруженную часть на юге и меньшую приподнятую часть — Добруджинский выступ на северо-востоке. Последний граничит на севере с Восточно-Европейской платформой, а к востоку соединяется под водами Черного моря со структурами Скифской плиты Крыма. Возраст фундамента Мизийской плиты различными исследователями считался либо рифейским, либо каледонским, либо герцинским, либо разным в разных частях. История представлений рассмотрена Р.Г. Гарецким [1970].

Добруджинский выступ

Фундамент Мизийской плиты, представленный на поверхности в Центральной Добрудже, изучали румынские исследователи [Mirauța, 1969 и др.; Iiescu, Mutihac, 1965; Jira, 1970; Янович и др., 1961].

Наиболее древний комплекс там слагают метаморфизованные двуслюдяные и кварцевые сланцы, железистые кварциты, двуслюдяные гнейсы, амфиболиты и пегматиты. Они обнажаются непосредственно к юго-западу от разлома Печеняга-Камена в районе сел. Чемурулия де Сус и горы Алтын-Тепе. Для них имеются значения возраста 634 и 711 млн. лет (K-Ar). Сходный с этим комплекс вскрыт скважиной в северной части Южной Добруджи в районе Констанцы (сел. Палазу Маре), где он залегает под комплексом зеленых сланцев и над гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами. Возраст последних определен радиологически в 1670–1850 млн. лет. и считается омоложенным [Афанасьев, 1967]. Мезометаморфическая толща сопоставляется с криворожской серией (PR₂) Украинского щита. Таким образом, фундамент Мизийской плиты может рассматриваться как продолжение восточно-европейского.

Следующий комплекс "зеленых сланцев" Добруджи широко распространен на поверхности. Он залегает, как пишут румынские исследователи, с четким несогласием на мезометаморфизованном основании в районе Алтын-Тепе. Однако, известно, что верхняя часть нижней толщи затронута диафторезом и контакт может трактоваться как тектонический с надвиганием верхней толщи на нижнюю [Muresan, 1971]. В то же время залегание "зеленых сланцев" везде в скважинах Южной Добруджи над мезометаморфическими породами, скорее, свидетельствует в пользу их нормальных взаимоотношений.

Основную часть "зеленых сланцев" составляют песчаники и алевролиты, хлоритовые глинистые сланцы и филлиты. Окраска пород зеленая и зеленовато-серая, иногда с красными пятнами. Встречаются также прослой конгломератов и гравелитов, кварцитов, аркозовых песчаников, кремнистых пород. В конгломератах и песчаниках — обломки гранитоидов, порфиоров, диабазов, полевых шпатов, в том числе микроклина, ортоклаза и микропегматитов. Иногда обломки состоят из переотложенных пород толщи "зеленых сланцев". В резко подчиненном количестве встречаются прослой туффитов с основным пирокластическим материалом. Общая мощность серии "зеленых сланцев" 5000 м.

Для нее в целом характерны обломочный характер, слабая сортировка и незрелость материала, присутствие грубообломочных разностей, ритмичность наслоения, косая слоистость, следы палеотечений, знаки ряби, иероглифы и т.д. Все это позволяет румынским исследователям рассматривать эту формацию либо как "орогеническую" флишевую, либо как орогенную молассовую. Метаморфизм пород серии зеленых сланцев в целом слабый, иногда это только аргиллиты, чаще филлиты и глинистые сланцы, и лишь местами он усиливается.

Возраст "зеленых сланцев" Добруджи можно рассматривать как позднедокембрийский (позднерифейский?). Основанием этому служат спорово-пыльцевые находки и измерения К-Аг отношения (по породе), давшего значения 560–590 млн. лет. Складчатость, которой подверглись "зеленые сланцы", весьма умеренная. В целом это простые открытые, иногда несколько запрокинутые структуры, характерен осевой кливаж.

Северная Добруджа

Моногеосинклинальный прогиб Добруджи сложен преимущественно осадочными отложениями палеозоя, прорванными несколькими поколениями гранитоидов. Нижний триас в формации бунтзандштейн перекрывает их с угловым несогласием, залегая на палеорельефе. Описание геологии этого района дано по работам О. и Е. Мирэуцэ [Mirauța, 1966; Mirauța, 1971; Mirauța et al., 1968; Янович и др., 1961].

Докембрийский комплекс Северной Добруджи обнажен в нескольких местах. В северной части зоны Мечин известны мезозонально метаморфизованные породы — гнейсы, кварциты, слюдяные сланцы, амфиболиты, метагаббро и метадиабазы, порфиroidы. К-Аг датировка их дала явно омоложенное значение 400 млн. лет, возраст прорывающих гранито-гнейсов 508 млн. лет. В триасовой зоне Тульча к позднему докембрию предположительно относят пестрые филлитовые и кварцитовые сланцы. С палеозойскими, кроме пермских, отложениями все эти комплексы не имеют нормальных взаимоотношений.

Разрез палеозоя в зоне Мечин начинается с толщи (400 м) переслаивания кварцитов и филлитов, залегающей на холме Приопча на диафорированных докембрийских вулканогенных зеленых сланцах, вероятнее всего, тектонически. Ее предположительно ордовикский возраст ничем не обоснован, кроме залегания ее под силурийскими отложениями. Последние представлены глинистыми сланцами, филлитами, известняками и кварцитами (1200 м) с редкими линзовидными прослоями основных вулканистов. Сходный разрез (350 м) известен в зоне Тульча. Возраст обоснован остатками разнообразной фауны. Согласно залегающие девонские отложения (1000 м) представлены внизу переслаиванием песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и известняков с остатками раннего девона, а выше терригенно-карбонатной толщей ($D_2 - D_3$), в верхней части которой встречаются темные кремнисто-глинисто-песчаные пачки.

Фаунистически доказанный средний и верхний девон известен в зоне Тульча (снизу вверх): флишoidная пачка переслаивания кварцитовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, красных и белых известняков — 80 м, пачка глинистых сланцев и серых розоватых известняков — 60 м, кремнистая пачка — зеленоватые слабоокремненные глинистые сланцы, силицистовые сланцы, лидиты, красные яшмы, иногда прослои диабазов — 50 м. Девонские отложения прорваны большим количеством порфировых жил, а в разрезе встречаются тонкие порфировые пропластки. Верхний девон в изолированном участке представлен песчанистыми известняками, филлитами, зеленоватыми лидитами и прослоями диабазов. Е. Мирэуцэ отмечает сходство девонских фаций и конодонтовой фауны Северной Добруджи, Арденн, Рейнских Сланцевых гор, Гарца и Свентокшишских гор.

По представлениям румынских исследователей, далее в разрезе палеозоя фиксируется перерыв и на смятые в складки отложения ложится серия Карапелит. Она состоит из двух частей: внизу красноцветные молассы (500 м), а затем толща (до 2000 м) черных аспидных сланцев и песчаников. Молассовая толща состоит из полимиктовых конгломератов с галькой большинства древних пород и гранито-гнейсов, гравелитов, песчаников, аркозов и порфировых туфов. Субвулканические тела кварцевых порфиров светлого, темного и зеленоватого цвета имеют ширину выхода не менее 100 м. Верхняя толща сложена темными, часто плейчатными глинистыми (преобладают), иногда кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются рассланцованные диабазы, туфы и туффиты основного состава. Цвет пород преимущественно темно-серый, но есть фиолетовые, лиловые и зеленые оттенки. В верхней части этой серии отмечаются местами прослои малой мощности слоистых известняков.

В изученном автором типичном разрезе серии Карапелит в районе сел. Балабанча при почти полной обнаженности между двумя охарактеризованными толщами нахо-

Часть из них гнейсирована (граниты Сихевица, Пониаска в горах Семеник и др.) и считается некоторыми исследователями докембрийской. Однако радиометрические исследования этой группы гранитоидов показали герцинские значения, млн. лет: 335 для Оградена (K-Ar), 393–376 (Rb-Sr) и 310 (K-Ar) для Кербелезу, 373 для Сфырдину (K-Ar) в Румынии; 275–237 для Нерешника (Rb-Sr) в Восточной Сербии [Дивлян М., Дивлян С., 1967].

МИЗИЙСКАЯ ПЛИТА

Мизийская плита в современной структуре разделяется на два крупных элемента: большую погруженную часть на юге и меньшую приподнятую часть — Добруджинский выступ на северо-востоке. Последний граничит на севере с Восточно-Европейской платформой, а к востоку соединяется под водами Черного моря со структурами Скифской плиты Крыма. Возраст фундамента Мизийской плиты различными исследователями считался либо рифейским, либо каледонским, либо герцинским, либо разным в разных частях. История представлений рассмотрена Р.Г. Гарецким [1970].

Добруджинский выступ

Фундамент Мизийской плиты, представленный на поверхности в Центральной Добрудже, изучали румынские исследователи [Mirauța, 1969 и др.; Piescu, Mutihac, 1965; Jira, 1970; Янович и др., 1961].

Наиболее древний комплекс там слагают метаморфизованные двуслюдяные и кварцевые сланцы, железистые кварциты, двуслюдяные гнейсы, амфиболиты и пегматиты. Они обнажаются непосредственно к юго-западу от разлома Печеняга-Камена в районе сел. Чемурия де Сус и горы Алтын-Тепе. Для них имеются значения возраста 634 и 711 млн. лет (K-Ar). Сходный с этим комплекс вскрыт скважиной в северной части Южной Добруджи в районе Констанцы (сел. Палазу Маре), где он залегает под комплексом зеленых сланцев и над гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами. Возраст последних определен радиологически в 1670–1850 млн. лет. и считается омоложенным [Афанасьев, 1967]. Мезометаморфическая толща сопоставляется с криворожской серией (PR₂) Украинского щита. Таким образом, фундамент Мизийской плиты может рассматриваться как продолжение восточно-европейского.

Следующий комплекс "зеленых сланцев" Добруджи широко распространен на поверхности. Он залегает, как пишут румынские исследователи, с четким несогласием на мезометаморфизованном основании в районе Алтын-Тепе. Однако, известно, что верхняя часть нижней толщи затронута диафторезом и контакт может трактоваться как тектонический с надвиганием верхней толщи на нижнюю [Muresan, 1971]. В то же время залегание "зеленых сланцев" везде в скважинах Южной Добруджи над мезометаморфическими породами, скорее, свидетельствует в пользу их нормальных взаимоотношений.

Основную часть "зеленых сланцев" составляют песчаники и алевролиты, хлоритовые глинистые сланцы и филлиты. Окраска пород зеленая и зеленовато-серая, иногда с красными пятнами. Встречаются также прослойки конгломератов и гравелитов, кварцитов, аркозовых песчаников, кремнистых пород. В конгломератах и песчаниках — обломки гранитоидов, порфиоров, диабазов, полевых шпатов, в том числе микроклина, ортоклаза и микропегматитов. Иногда обломки состоят из переотложенных пород толщи "зеленых сланцев". В резко подчиненном количестве встречаются прослойки туффитов с основным пирокластическим материалом. Общая мощность серии "зеленых сланцев" 5000 м.

Для нее в целом характерны обломочный характер, слабая сортировка и незрелость материала, присутствие грубообломочных разностей, ритмичность наложения, косая слоистость, следы палеотечений, знаки ряби, иероглифы и т.д. Все это позволяет румынским исследователям рассматривать эту формацию либо как "орогеническую" флишевую, либо как орогенную молассовую. Метаморфизм пород серии зеленых сланцев в целом слабый, иногда это только аргиллиты, чаще филлиты и глинистые сланцы, и лишь местами он усиливается.

Возраст "зеленых сланцев" Добруджи можно рассматривать как позднедокембрийский (позднерифейский?). Основанием этому служат спорово-пыльцевые находки и измерения К-Аг отношения (по породе), давшего значения 560–590 млн. лет. Складчатость, которой подверглись "зеленые сланцы", весьма умеренная. В целом это простые открытые, иногда несколько запрокинутые структуры, характерен осевой кливаж.

Северная Добруджа

Многогеосинклинальный прогиб Добруджи сложен преимущественно осадочными отложениями палеозоя, прорванными несколькими поколениями гранитоидов. Нижний триас в формации бунтзандштейн перекрывает их с угловым несогласием, залегая на палеорельефе. Описание геологии этого района дано по работам О. и Е. Мирэуц [Mirauța, 1966; Mirauța, 1971; Mirauța et al., 1968; Янович и др., 1961].

Докембрийский комплекс Северной Добруджи обнажен в нескольких местах. В северной части зоны Мечин известны мезозонально метаморфизованные породы — гнейсы, кварциты, слюдяные сланцы, амфиболиты, метагаббро и метадиабазы, порфиroidы. К-Аг датировка их дала явно омоложенное значение 400 млн. лет, возраст прорывающих гранито-гнейсов 508 млн. лет. В триасовой зоне Тульча к позднему докембрию предположительно относят пестрые филлитовые и кварцитовые сланцы. С палеозойскими, кроме пермских, отложениями все эти комплексы не имеют нормальных взаимоотношений.

Разрез палеозоя в зоне Мечин начинается с толщи (400 м) переслаивания кварцитов и филлитов, залегающей на холме Приопча на диафорированных докембрийских вулканогенных зеленых сланцах, вероятнее всего, тектонически. Ее предположительно ордовикский возраст ничем не обоснован, кроме залегания ее под силурийскими отложениями. Последние представлены глинистыми сланцами, филлитами, известняками и кварцитами (1200 м) с редкими линзовидными прослоями основных вулканитов. Сходный разрез (350 м) известен в зоне Тульча. Возраст обоснован остатками разнообразной фауны. Согласно залегающие девонские отложения (1000 м) представлены внизу переслаиванием песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и известняков с остатками раннего девона, а выше терригенно-карбонатной толщей ($D_2 - D_3$), в верхней части которой встречаются темные кремнисто-глинисто-песчаные пачки.

Фаунистически доказанный средний и верхний девон известен в зоне Тульча (снизу вверх): флишoidная пачка переслаивания кварцитовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, красных и белых известняков — 80 м, пачка глинистых сланцев и серых розоватых известняков — 60 м, кремнистая пачка — зеленоватые слабоокремненные глинистые сланцы, силицитовые сланцы, лидиты, красные яшмы, иногда прослои диабазов — 50 м. Девонские отложения прорваны большим количеством порфировых жил, а в разрезе встречаются тонкие порфировые пропластки. Верхний девон в изолированном участке представлен песчанистыми известняками, филлитами, зеленоватыми лидитами и прослоями диабазов. Е. Мирэуц отмечает сходство девонских фаций и конодонтовой фауны Северной Добруджи, Арденн, Рейнских Сланцевых гор, Гарца и Свентокшишских гор.

По представлениям румынских исследователей, далее в разрезе палеозоя фиксируется перерыв и на смятые в складки отложения ложится серия Карапелит. Она состоит из двух частей: внизу красноцветные молассы (500 м), а затем толща (до 2000 м) черных аспидных сланцев и песчаников. Молассовая толща состоит из полимиктовых конгломератов с галькой большинства древних пород и гранито-гнейсов, гравелитов, песчаников, аркозов и порфировых туфов. Субвулканические тела кварцевых порфиров светлого, темного и зеленоватого цвета имеют ширину выхода не менее 100 м. Верхняя толща сложена темными, часто плейчатными глинистыми (преобладают), иногда кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются рассланцованные диабазы, туфы и туффиты основного состава. Цвет пород преимущественно темно-серый, но есть фиолетовые, лиловые и зеленые оттенки. В верхней части этой серии отмечаются местами прослой малой мощности слоистых известняков.

В изученном автором типичном разрезе серии Карапелит в районе сел. Балабанча при почти полной обнаженности между двумя охарактеризованными толщами нахо-

дильсь экстрезии кварцевых порфиров. Никаких переходных пород или чередования в разрезе моласс и черных сланцев не наблюдалось. По разные стороны от границы толщ находились две совершенно разные геологические формации, вероятно разделенные разломами. На имеющихся картах не отражены структуры, общие для двух частей серии Карапелит. Исходя из этих данных, представляется более правильным разделить ее на две разновозрастные формации, считающиеся нижней толщ отнести к перми вместе с кварцевыми порфирами, а "верхнюю" — к нижнему карбону. Для последнего заключения есть данные: находка *Asterocalamites*, присутствие известняков с кораллами и криноидеями, сходство с формацией кульм, отмечаемое румынскими исследователями.

Взаимоотношения сланцевой толщ Карапелит с девонем не ясны, так как ее слабо метаморфизованная часть распространена в тектоническом блоке, где силурийские и девонские отложения отсутствуют. В юго-западной части зоны Мечин к этой серии относят без достаточных оснований черные роговики (результат контактового влияния гранитных интрузий), которые непосредственно граничат с верхней частью девонского разреза, но характер контакта не ясен.

Что касается молассовой части серии Карапелит, то, как уже отмечалось, она залегает с резким несогласием на всех более древних породах. Возможно, при более тщательном изучении гранитоидных галек из красноцветных конгломератов (пока этого не сделано) удастся обнаружить и граниты, рвущие сланцевую часть серии. Тогда изложенная гипотеза будет подтверждена.

Кратко рассматривая историю развития прогиба Северной Добруджи, надо отметить, что время его заложения и характер основания все-таки остаются для нас не совсем ясными, так как нижний контакт колонны геосинклинальных отложений тектонический и не известен возраст вулканического комплекса амфиболитов, зеленых сланцев и порфиридов, с которым контактируют предполагаемые отложения ордовика. Вместе с тем формационный характер отложений этого прогиба, скорее всего, свидетельствует в пользу общепринятой точки зрения о внутрикратонном его положении между Восточно-Европейской и Мизийской платформами.

Сиалический характер основания Северо-Добруджского прогиба подтверждается и неоднократным проявлением корового магматизма. Вначале это были гранитоиды Меджины и Мирча Вода (ныне красноватые гранито-гнейсы с микроклином и биотитом, иногда микропегматитовые и порфировые с К-Аг возрастом 508 млн. лет), затем порфировые эффузивы девона, затем светло-розовые катаклазированные граниты, тянущиеся северо-восточнее серии Карапелит, с К-Аг возрастом 320 млн. лет (C_2). Галька гранито-гнейсов и катаклазированных гранитоидов имеется в конгломератах перми. Позже (?) внедрились гранитоиды типа Греч (комплекс гранодиоритов, гранитов, диоритов, тоналитов и в краевых частях габбро). Наиболее молодой герцинский интрузивный комплекс Северной Добруджи — это щелочные породы (граносиениты, рибекитовые плагиоклазиты, кварцевые сиениты, сиенито-диориты) с К-Аг возрастом 290 млн. лет (C_3). Они рвут палеозой и дают контактовые роговики со сланцевой частью карапелитовой (?) серии.

В развитии зоны Северной Добруджи можно выделить две стадии. Начальная стадия прогибания ($O-C_1$) с периодом наибольшего углубления дна бассейна в среднем и позднем девоне, затем эпоха складчатости между ранним и средним карбоном и поздняя стадия (C_2-P) с накоплением моласс и орогенным магматизмом. Распространенные в Преддобруджинском прогибе к северо-востоку от линии Кагул-Вулканешты красноцветные пермские толщ, залегающие с несогласием в южной части на зеленых сланцах ($R-C_1$), а в северной на платформенных неметаморфизованных силурийских и девонских отложениях, вполне можно рассматривать как образования краевого предгорного прогиба герцинской эпохи [Бобринский, 1972; Лапкин и др., 1975].

Погруженная часть плиты

Фундамент погруженной части Мизийской плиты вскрыт скважинами в немногих зонах. В северо-восточной ее части вскрываются "зеленые сланцы" Центральной Добруджи, на которых с угловым несогласием полого лежат отложения ордовика и силура. Тектоническое выклинивание к северо-западу прогиба Северной Добруджи намечается по данным скважин в районе Нижнепрутского выступа. В западной части 104

располагался на гетерогенном основании, захватывая и территорию Мизийской плиты. Однако было ли это формационное сходство столь уж ясно выраженным? Данные Х. Спасова, Я. Тенчова и Сл. Янева, изучавших состав гальки верхнепалеозойских конгломератов запада Старой Планины, указывают, что область сноса с севера была сложена карбонатными ордовикско-силурийскими отложениями, резко отличными от разновозрастных пород Балкан и восточной части плиты. Кроме того, малые мощности и формационный состав позволяют предполагать накопление их в некомпенсированном прогибе.

Дислоцированность палеозойских отложений Мизийской плиты гораздо более слабая, чем в геосинклинальных областях. Более заметные дислокации фиксируются между ордовиком и силуром, динантом и намюром и после вестфала. Позднепалеозойские дислокации отразились в основном в виде блоковых вертикальных движений. Не исключено и наличие крупных сдвиговых и надвиговых дислокаций, особенно по краям плиты.

В течение раннего-среднего палеозоя Мизийская плита являлась шельфовой окраиной Палеотетиса. Она отделялась от древней платформы прогибом Северной Добруджи, образуя срединный массив.

ФУНДАМЕНТ ПАННОНСКОЙ ВПАДИНЫ

Донеогеновый фундамент Паннонской впадины выступает на поверхность в небольшом числе мест, и наши знания о строении ее глубоких частей основаны на данных бурения и геофизики.

В течение долгого времени эта область рассматривалась в качестве классического срединного массива. Однако современные исследования доказали, что под молодыми отложениями чехла Паннонской впадины находится гетерогенная структура, отражающая сложную донеогеновую историю развития территории впадины.

Автором после поездки в Венгрию в 1969 г. была опубликована статья [Белов, 1972], посвященная тектонике доальпийского основания Паннонской впадины. Основные положения этой работы сохраняются донныне. Там же можно найти более полную библиографию. Позже были опубликованы многие работы, из которых следует отметить статьи Т. Седеркеньи [Szederkényi, 1974, 1977], Б. Янцки [Jantsky, 1976], Э.Надя [Nagy, 1972].

В структуре доальпийского основания Паннонской впадины выделяются две крупные области, граница между которыми проходит с юго-запада на северо-восток от г. Загреб в направлении г. Кульч (рис. 37). К северо-западу от нее в структуре альпид находятся элементы Альпийско-Западно-Карпатской герцинской системы (см. гл. III), а к юго-востоку – фрагменты докембрийского массива. Граница между обеими областями соответствует зоне разломов, ограничивающих "порог Люци", который в современной структуре фундамента впадины образует узкий выступ кристаллических пород.

Кристаллический комплекс представлен эпи-, мезо- и катазонально измененными породами, образовавшимися за счет мощных песчано-глинистых и глинистых толщ и вулканических образований основного и ультраосновного состава. Они были регионально метаморфизованы и гранитизированы. Изотопный (Rb-Sr) возраст гранитоидов в массиве Мечек 1397, 1180, 1150, 975 млн. лет, агматитов 620–540 млн. лет, они перекрыты несогласно силуром. Наиболее древние значения изотопного возраста метаморфических сланцев и гнейсов от 1059 ± 70 до 732 млн. лет (Rb-Sr). Время метаморфизма кристаллических пород свидетельствует об интенсивных тектоно-магматических процессах, протекавших в байкальскую и более древние эпохи тектогенеза.

Впоследствии метаморфические толщи вместе с древними гранитоидами подвергались не раз метаморфической переработке, возраст которой, по радиологическим данным, равно как и последующих процессов гранитизации, укладывается в рамки герцинского этапа развития (472–248 млн. лет). В альпийское время те же породы подверглись сильным деформациям и испытали ремобилизацию, характеризующуюся значениями радиологических измерений 188–22 млн. лет.

Таким образом, если основываться на значениях абсолютного возраста кристаллических пород, учитывая при этом и данные по смежным районам (Апусени, Юж-

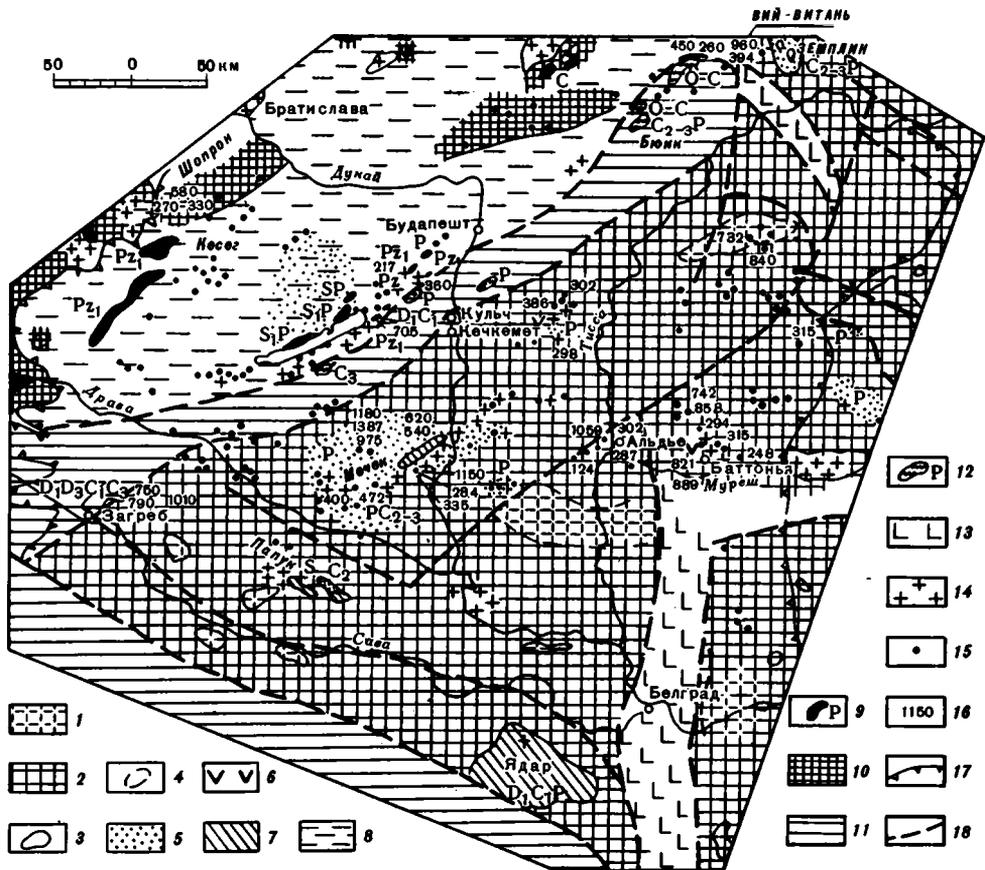


Рис. 37. Карта докембрийских тектонических элементов Паннонской впадины

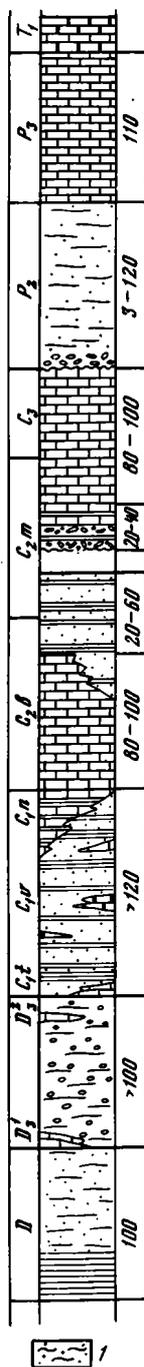
1–7 – фрагменты докембрийских массивов, консолидировавшихся во время байкальской и более древних складчатостей: 1 – эпизональные кристаллические породы, 2 – полиметаморфические кристаллические породы, 3 – их выходы на поверхность, 4 – площади их распространения на глубине, 5 – наложенные позднегерцинские впадины, 6 – пермские вулканические породы, 7 – морские палеозойские отложения чехла массивов; 8–13 – герцинские геосинклинальные складчатые системы: 8–12 – Альпийско-Западно-Карпатская; 8 – палеозойские отложения, смятые в складки и различным образом метаморфизованные и неметаморфизованные, 9 – палеозойские отложения, выходящие на поверхность и достигнутые скважинами (индекс указывает возраст), 10 – догерцинские метаморфические комплексы, 11 – зона Южных Альп – Северной Венгрии и ее продолжение в Динариды, 12 – палеозойские породы, выходящие на поверхность и достигнутые скважинами (индекс указывает возраст), 13 – Вардарская зона и ее предполагаемое продолжение; 14 – герцинские гранитоиды; 15 – некоторые скважины, вскрывшие палеозойские и допалеозойские комплексы пород; 16 – значение радиологических измерений возраста, млн. лет; 17 – граница Паннонской впадины на отдельных участках; 18 – разломы

ные Карпаты), можно прийти к выводу о присутствии в фундаменте Паннонской впадины разных по возрасту древних метаморфических образований: добайкальских, раннебайкальских и позднебайкальских. Позднебайкальская складчатость объединила древние блоки, образовав массив ранней консолидации. Основные направления простираний древних старурукт пока неясны (В. Данк и Э. Белла утверждают, что простирание доварисских структур северо-северо-восточное, а, по Г. Вейну, простирание ассинтских структур западно-северо-западное).

На юго-западном краю Паннонского бассейна в междуречье Савы и Дравы в Югославии доюрские комплексы представлены небольшими островками среди чехла неогеновых отложений [Кацер, 1926; Brkić et al., 1974; Jamičić, 1976; Sikić, Brkić, 1976]. Несколько более крупный выход палеозоя имеется в бассейне р. Ядар. Мелкие массивчики, такие, как Мотайце, Просаре, Мославачка и Фрушка гора, Папук и Крндия, Псуния и др. (см. рис. 48), состоят из различных кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, филлитов, кварцитов и метапесчаников, прорванных гранитоидами. Гранитоиды являются герцинскими и альпийскими и

Рис. 38. Стратиграфическая колонка палеозойских отложений бассейна р. Ядар Западной Сербии. Составил А.А. Белов по данным сербских геологов

1 — песчано-алеврито-глинисто-сланцевая толща. Остальные условные обозначения см. на рис. 7



сопровождаются контактовыми ореолами, а вмещающие их породы относятся к докембрию и палеозою. Толщи прогрессивно метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, местами диафторированы. В ядре гор Медведника близ Загреба время метаморфизма зеленых сланцев 750, 790 и 1010 млн. лет (Rb-Sr) [Miholić, 1958].

Иногда среди метаморфических пород встречаются тела гипербазитов. Наиболее известные из них в районе гор Мечек (до нескольких сотен метров мощности) находятся среди докембрийских пород и перекрыты трансгрессивно пермью или неогеном. Они связаны с зоной разломов и сопровождаются милонитами и катаклазированными гранитами либо образуют диапиры, некки, силлы и дайки [Szederkényi, 1974, 1977]. Часть из них имеет, вероятно, мезозойский возраст.

В пределах фрагментов байкальского массива распространены небольшие останцы его палеозойских чехлов. Среди них можно выделить два типа, по классификации М.В. Муратова [1974]: герцинские сингеосинклинальный и синорогенный чехлы. К первому относятся слабо метаморфизованные породы. Это силурийские глинистые, отчасти зеленые сланцы с прослоями лидитов, в которых находятся остатки граптолитов. Они известны в районе гор Мечек и Виллань на юге Венгрии, в горах Папук в Хорватии. В горах Мечек они залегают несогласно на докембрийских гранитоидах и имеют в основании вначале горизонт пестрых глинистых сланцев (прежняя кора выветривания?), а затем конгломераты с галькой лежащих ниже гранитов (по Г. Вейну). Силурийские отложения (до 300 м) метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и дислоцированы в пермское время.

К отложениям сингеосинклинального чехла относится и палеозой бассейна р. Ядар. Он почти не метаморфизован (не считая контактового метаморфизма), в разрезе значительную роль играют известняки, богатые окаменелостями почти всех веков позднего девона, карбона и перми, мощности толщ небольшие. Основание разреза неизвестно. Внизу залегают песчаники и филлиты живетского яруса. Вышележащие толщи (рис. 38) хорошо изучены [Simić, 1938; Spasoy et al., 1967; Филипович и др., 1979]. Досреднепермскую серию прорывают гранит-монциты и аллитовые граниты нижней перми.

К синорогенному чехлу относятся широко распространенные континентальные средние и верхнекаменноугольные угленосные и пермские красноцветные молассы и орогенного типа вулканы (см. рис. 37). Они залегают с несогласием на образованиях докембрийского фундамента и сингеосинклинального чехла,

заполняя наложенные впадины и грабены. Особенно крупная межгорная депрессия известна в районе гор Мечек и Виллань, где мощности верхнего палеозоя достигают нескольких километров. Внутри верхнепалеозойского разреза известно несколько перерывов. Пермские красноцветы залегают согласно или с небольшими несогласиями на каменноугольных отложениях либо непосредственно на метаморфических комплексах. Взаимоотношения перми с триасом согласные.

Флористическими находками хорошо датирован средний карбон, бедные окаменелости и спорово-пыльцевые комплексы характеризуют верхний карбон и пермь. Вулканы (до 300 м), относящиеся в основном к перми, представлены кварцевыми порфирами (230–250 млн. лет, Rb-Sr) и порфиритами.

Подводя итоги, отметим, что Паннонский блок с развитым гранитно-метаморфическим слоем сформировался к концу докембрия. Был ли он то время единым или состоял из отдельных ядер консолидации – неизвестно. Однако весьма вероятно, что в начале палеозоя он испытал дробление и был разобран на ряд микроконтинентов внутри Палеотетиса. Северное продолжение Вардарской зоны разделяет почти пополам докембрийские фрагменты в фундаменте Паннонской впадины. Объединение массива и наращивание его континентальной коры произошло в результате герцинской складчатости. В его пределах образовались горные поднятия и несколько наложенных молассовых впадин. Герцинский тектогенез сопровождался повторным метаморфизмом древних толщ имощным магматизмом, в результате которого сформировалась серия интрузий от средних до кислых и щелочных. В начале мезозоя массив опять подвергся дроблению и отдельные его части испытали сложные перемещения, в результате чего в настоящее время очень трудно восстановить их первоначальное положение.

На юго-восточном краю Паннонской впадины древние комплексы широко выходят на поверхность в горах Апусени.

АПУСЕНИ

В соответствии с представлениями М. Бляху, Р. Димитреску, В. Иановичи, Х. Саву, Д. Джушкэ, И. Мирза, А. Висарион и др. [Bleahu, 1974; и др.], в горах Апусени выделяются два главных элемента: Северные Апусени и Южные Апусени (горы Металлифере). Северные Апусени в альпийском цикле носили характер миогеосинклинали. В тектоническом отношении они представляют собой допозднемеловую покровную структуру, каждый элемент которой характеризуется специфической последовательностью отложений. Доальпийское основание также включено в покровную структуру и также характеризуется особенностями своих метаморфических серий.

Южные Апусени представляют собой сложную складчатую зону, развивавшуюся из мезозойского (Т–К₁) эвгеосинклиналиного прогиба.

Северные Апусени состоят из трех основных тектонических элементов: автохтон Бихор и системы покровов – Кодру и Бихария. Фациальный анализ мезозойских отложений покровов показал, что Бихорский автохтон занимал наиболее северное положение, далее к югу следовали элементы Кодру и затем Бихария. На рис. 26 показано, как они располагались в пространстве, по представлениям М. Сэндулеску.

Элемент Бихария, состоящий из нескольких покровов, построен преимущественно домезозойскими метаморфическими комплексами. Это позволило М. Бляху и другим румынским исследователям высказать предположение о том, что некоторые частные покровы этой системы могут быть доальпийскими. Однако взаимоотношения покровов Бихария с отложениями перми и мезозоя элемента Кодру и автохтона Бихор показывают, что все они в любом случае были вовлечены в альпийское покровообразование.

Во всех структурных элементах Северных Апусеней наиболее древние комплексы представлены мезо- и эпиметаморфизованными толщами пород, взаимоотношения между которыми не всегда ясны. Среди них имеются различные рифейские и дорифейские (?) серии, датированные радиометрически (700–800 млн. лет) и спроморфамц и прорванные позднепалеозойскими гранитоидами. Они перекрыты эпиметаморфизованными позднедокембрийско-кембрийскими образованиями (серии Арада, Бихария, Мунчел), представленными терригенно-сланцевыми и гнейсовыми толщами в ассоциации с основными и кислыми изверженными породами.

На кристаллическом основании с перерывом и четко различимым несогласием залегают палеозойские толщи. Наиболее древние из них – мраморы, развитые в долинах Ариешул Мик, Байя де Ариеш и в массиве Траскэу. Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в них, датирует верхний кембрий, возможно ордовик.

В покровных системах Бихария и Кодру распространена серия Пэюшени [Savu, 1965; и др.]. Рассмотрению формационной принадлежности этой серии посвящена специальная статья [Белов, 1973], там же имеется список основных источников. В 1976 г. автор имел возможность лично ознакомиться с этим районом под руководством Х. Саву и утвердиться в основных выводах, которые были сделаны в упомянутой статье.

Серия Пэюшени (2–3 км) начинается с пачки конгломератов (галька кварца, пегматитов и гранитов) и песчаников, сменяющейся ритмичным переслаиванием

кварцевых конгломератов, кварцитов, серицит-хлоритовых сланцев, филлитов с прослоями известняков, метабазальтов и порфиroidов. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Они прорваны синорогенными гранитами Хигиш (350 млн. лет, К-Аг). Серия Пэюшени считается охватывающей стратиграфический интервал от нижнего палеозоя до нижнего карбона. Из ее пород были получены комплексы спор и и пыльцы силура, девона и раннего карбона [Bleahu, 1974] (Х.Саву — устное сообщение).

Серия Ариешени залегает в покровах Кодру над серией Пэюшени, возможно, с несогласием, это гомогенный комплекс зеленых кварцит-хлоритовых филлитов. В ней встречаются редкие прослои кварцевых песчаников и конгломератов и роговообманковых сланцев. Спорово-пыльцевые комплексы датируют верхи визе — низы намюра [Visarion, 1970].

В покрове Ариешень зеленые сланцы несогласно перекрыты конгломератами перми. Пермские толщи залегают также на породах серии Пэюшени и на древнем основании. Они представлены типичным красноцветным вулканогенно-осадочным комплексом, содержащим спорово-пыльцевые ассоциации самых верхов карбона, нижней и верхней перми.

В Южных Апусенях сиалическое кристаллическое основание обнажается из-под аллохтонных мезозойских толщ и в горах Траскэу или предполагается под триасово-юрскими вулканогенно-осадочными образованиями на основании геологических и геофизических данных и анализа петрохимии раннемезозойских эффузивов (М. Г. Ломизе, Х. Саву). Однако не исключено, что где-то в основании Мурешской зоны оно и отсутствует.

Доальпийская история развития гор Апусени

Территория Апусеней в начале палеозоя представляла собой, вероятно, часть южно-паннонского эпибайкальского срединного массива. К нему относились все три элемента структуры Северных Апусеней. Х. Саву и М. Бляху полагают, что первая эпоха складчатости, сопровождавшаяся метаморфизмом и гранитоидным магматизмом, была дальсландской. Р. Дмитриреску считает, что автохтонное основание Бихор сформировалось в течение единого цикла развития, закончившегося салаирско-сардинской фазой складчатости. Во всяком случае, к началу палеозоя гранитно-метаморфическое основание уже, вероятно, сформировалось.

В палеозое на территории Апусеней шло формирование чехла срединного массива (кстати, обладающего определенным сходством с чехлом Центрально-Казахстанского массива, по Ю.А. Зайцеву). В связи с подобным заключением необходимо подробнее остановиться на тектоническом и формационном положении серии Пэюшени [Белов, 1973]. Она рассматривается румынскими исследователями как типичный герцинский эвгеосинклинальный комплекс. Магматические образования они относят к офиолитовой формации, иногда именуя их спилит-кератофировой ассоциацией инициального магматизма. М.В. Муратов [1969] считал палеозойские образования гор Апусени ответвлением Савско-Северо-Анатолийской герцинской геосинклинальной системы.

Как представляется автору, данных для отнесения отложений серии Пэюшени к эвгеосинклинальному герцинскому комплексу недостаточно. Прежде всего основная часть пород этой серии представлена терригенными образованиями типа моласы (серия сернифитов, по М. Бляху), образующими пологие складки с развитием смещенных комплексов. Характерна ритмичность переслаивания, на основании чего некоторые исследователи называют эту серию пород флишем. Накопление обломочной толщи происходило в континентальных условиях аридного климата, о чем свидетельствуют отсутствие каких бы то ни было остатков морской фауны, присутствие красно- и пестроцветных прослоев с карбонатным цементом, прослоев с высоким содержанием окислов железа, минералов меди и радиоактивных элементов, остатков флоры.

Рассматривая магматические породы, связанные с серией Пэюшени, следует прежде всего отметить, что диабазы в ассоциации с габбро и диоритами без ультраосновных пород неправильно называть офиолитами, так как это противоречит классическому пониманию офиолитовой формации. Не являются эти магматические

породы и представителями инициального геосинклинального магматизма, так как не наблюдается связи их с другими морскими геосинклинальными формациями. Состав основных интрузий и эффузий, характер их залегания внутри молассовой толщи и другие признаки не исключают проявления наземного вулканизма. Имеющиеся химанализы метабазальтов из массива Хигиш-Дроча не отвечают океаническим толеитам. Не характерно для геосинклинальной стадии развития и типично для срединных массивов образование комплекса щелочных интрузий (диориты, сиенито-диориты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты и щелочные граниты) типа массива Бырзава [Savu, 1965]. Их возраст 300 млн. лет (K-Ar).

Чехол срединного массива был затронут и складчатыми деформациями, синхронными с деформациями смежных геосинклиналей. Это касается вероятного проявления судетской фазы между сериями Пэюшени и Ариешени. В это же время могли произойти и дислокации покровного типа. В позднем палеозое в качестве верхнего несогласно залегающего комплекса чехла формировались орогенные молассы и вулканы перми, синхронные и аналогичные таким же образованиям в смежных герцинских складчатых зонах. В конце позднего палеозоя внедрились анорогенные граниты, метаморфизирующие пермь.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ АНАТОЛИЯ

Северо-Западная Анатолия является, вероятно, связующим звеном между структурами Палеотетиса Балканского полуострова и Большого Кавказа. Здесь сохранились фрагменты трех палеотектонических зон, отделенных крупным разломом от гондванской части Анатолии: Троянская зона, восточное окончание Балкано-Понтийской зоны и Зонгулдакская зона. Можно предположить, что южная граница структур Палеотетиса продолжается в северо-восточном направлении через Черное море на соединение с Большим Кавказом. Возможно, эта линия, проведенная на рис. 39 (см. вкл.) почти прямолинейно, на самом деле смещается в субширотном направлении в соответствии с альпийскими деформациями, в особенности сдвиговыми, но сейчас до палинспастических реконструкций альпийских структур очень трудно реконструировать доальпийские. Большой соблазн вызывает возможность продолжения Балкано-Понтийской зоны до района г. Амасьи и соответственно Троянской — до Анкары, а затем к северо-востоку с отсечением северной границей Гондваны восточной части Восточного Понта. Могут быть и другие варианты, но данных пока очень мало. Французские исследователи [Bergougnan et Fourquin, 1980] большое значение придают левостороннему сдвигу по линии Добруджа—Инеболу—Варто (оз. Ван), В.Е. Хаин указывал на возможное влияние движений по поперечному Одесскому разлому и его продолжению к юго-востоку.

Очерк структуры и стратиграфии

Троянскую зону изучали многие геологи [Kaaden, 1959; Schuiling, 1959; Bingöl, 1975, 1976; Brinkmann, 1976] (Суат Ерк, А. Калафатчи-оглу и др.). Отличительная ее черта — присутствие домезозойской офиолитовой ассоциации пород — реликта океанического Палеотетиса. В горных массивах Каздаг и Улудаг офиолиты представлены дунитами, пироксенитами, габбро-амфиболитами, метабазальтами, а также ассоциирующим с ними комплексом (до 1000 м) гнейсов и кристаллических сланцев с мраморами (до 100 м). Они прорваны ортогнейсами.

В тектоническом соотношении с предыдущим находится комплекс эпиметаморфизованных пород: зеленокаменные основные вулканы, в частности, диабазы и спилиты, зеленые сланцы, филлиты и графитовые сланцы, метаграувакки, аркозы, мраморизованные известняки. Внутри него встречаются линзы серпентинитов и перидотитов, на п-ове Бига (Троянском) — глаукофановые сланцы. Этот комплекс прорван гранодиоритами и гранитами — 360-330, 270-235 млн. лет (K-Ar, Pb и Rb-Sr), и все они трансгрессивно перекрыты пермо-карбовыми и триасовыми отложениями.

Возраст доверхнепалеозойских комплексов, включая офиолиты и гипербазиты, точно не установлен и интерпретируется разными исследователями от позднего докембрия до среднего карбона. Датировка пироксенита из района г. Эскишехира 306 ± 40 млн. лет (K-Ar) относится, скорее, к начальным фазам формирования альпийских офиолитов, чем к древним.

Интересные данные имеются по о. Лесбос [Hecht, 1972], где мощное тело гипербазитов отделено разломом от очень сложной складчатой структуры, похожей, судя по геологической карте, на смятый макротектонит, в котором куски триасовых, пермских и карбоновых толщ не отделены структурно друг от друга. Выделяются следующие толщи, не составляющие единого разреза: 1) C_1 (700 м, доказан визе) — известняки (100 м), затем терригенный флиш с линзами известняков, конгломератов, марганцевоносных кремней и потоками базальтов, в конгломератах есть гальки хромитов, подтверждающие существование докарбоновых офиолитов; 2) толща (450 м) обломочных отложений с пачкой (200 м) зеленых сланцев по основным туфам; 3) P_1 (400 м) — мраморы, филлиты и слюдястые сланцы с прослоями кератофигов; 4) P_2 (400 м) — мраморы и доломиты, частично рифовые; 5) T (~ 200 м) — известняки и прослои филлитов, в основании (50 м) основные метатUFFы.

Верхнепалеозойские породы Троянской зоны представляют собой остатки осадочного чехла, залегающего с несогласием на метаморфическом основании. Наиболее древними слоями чехла, возможно, являются известняки верхнего визе, распространенные от г. Бурсы до г. Балья. Их структурное положение неясно, есть указания, что они метаморфизованы и прорваны в Улудаге допермскими гранитами.

Скорее всего, не относятся к верхнему палеозою флишевые толщи, диабазы и радиоляриты, указанные Р. Бринкманном в составе свиты Орханлар. Для нее он принимал позднекаменноугольно-пермский возраст, а нижнепермские известняки в блоках считал приуроченными к верхам свиты, где, якобы, имелись и автохтонные пермские окаменелости. Поскольку свита Орханлар охарактеризована нечетко, то следует со вниманием отнестись к данным Е. Бингёля, который в тех же районах выделил нижнетриасовую свиту Каракая, состоящую из дикого флиша (100 м) в ассоциации с диабазами, кремнистыми сланцами, радиоляритами и маломощными известняками. Среди глыб и олистолитов во флише Р. Бринкманн и Е. Бингёль отмечают неметаморфизованные известняки девона (юго-западнее г. Балыкесири), визе, намюра, верхнего карбона и нижней перми, пачки терригенных прибрежных отложений (с марганцевыми слоями, растительными остатками, прослоями известняков с окаменелостями позднего карбона), толщи (более 500 м) средне-верхнепермских известняков (с пачками красноцветных конгломератов и песчаников с галькой гранитов и пермских известняков), метаморфические породы, пластины пород офиолитовой ассоциации.

Многие исследователи отмечают несогласное с базальными конгломератами в основании залегание карбона и перми на метаморфических комплексах. Однако теперь в связи с открытием нижнетриасовой олистостромовой толщи с крупными олистолитами — покровами [Radelly, 1970; Fourquin, 1976] вернепалеозойских толщ трудно сказать, где именно мы имеем подобные взаимоотношения. Все предыдущие комплексы запечатываются подошвой отложений среднего—верхнего триаса и лейаса. О раннекембрийских движениях в этой зоне см. в главе IV.

Палеозойские разрезы на обоих берегах Босфора, на п-ове Коджаэли и восточнее до массива Болу имеет очень большое сходство с некоторыми разрезами Балкан. Поэтому их объединяют в единую Балкано-Понтийскую зону [Хаин, 1970; Моргунов и др., 1971]. Возможным соединительным звеном между ними является палеозой Странжи, где в мраморах и филлитах обнаружены споры, акритархи и хитинозоа девона и раннего карбона и менее представительные остатки организмов кембрия — ордовика (данные Л.А. Сергеевой, И.К. Начева, И.Г. Малякова и С. Савова).

На основании ряда исследований [Haas, 1968; Altinli, 1968] (В. Пекельмана, А.К. Окея, И. Кетина, И. Ялчынлара, Ф. Байкала, О. Кайе) можно охарактеризовать эту зону как терригенно-сланцевый прогиб, вероятно отвечающий палеоструктуре типа континентального склона и краевого моря. Сводку сведений о палеозое этого района опубликовали Ю.Г. Моргунов и С.Г. Рудаков [1970]. Характерная особенность этой зоны — несогласное залегание ордовика на докембрийском метаморфическом основании (район г. Болу, сел. Модурну). Г. Кааден [Kaaден, 1971] со ссылкой на В. Ниехофа отметил ниже ордовикского несогласия вулканогенно-осадочную толщу (до 1000 м), весьма напоминающую ДФФ Старой Планины, что также подтверждает К. Фуркен. Это метаморфизованные в фации зеленых сланцев диабазы, спилиты, кварцевые кератофиры в стратиграфо-фациальных взаимоотношениях с

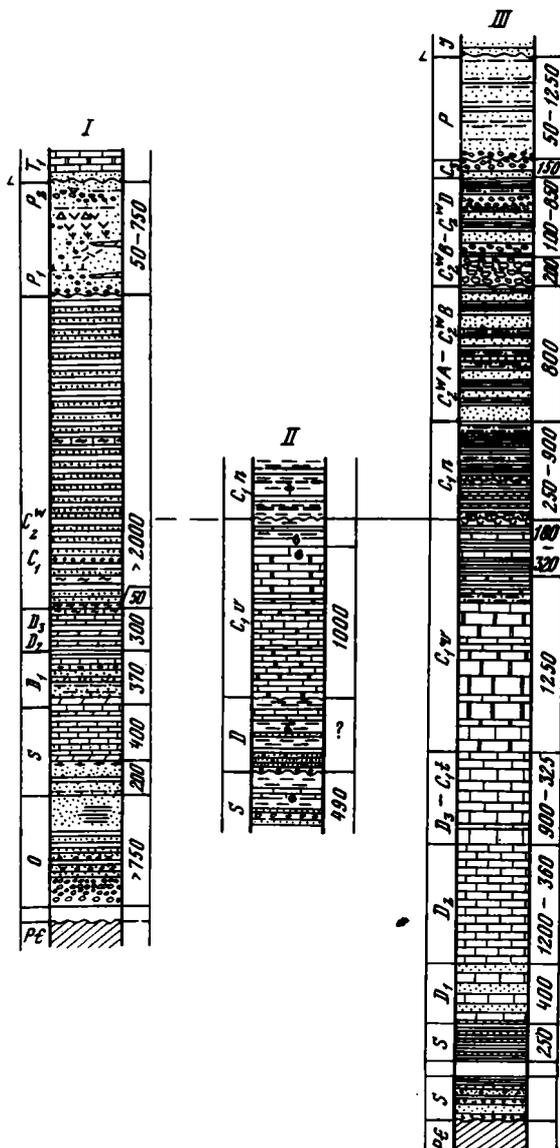
Рис. 40. Сопоставление стратиграфических разрезов п-ова Коджаэли (Балкано-Понтийская зона) и Зонгулдакской зоны
 I — п-ов Коджаэли и район Стамбула [Haas, 1968; Altinli, 1968; Asseerto, 1972; Белов, 1974]; II — район Эрегли-Зонгулдак, промежуточное поднятие [Preragatory . . . 1967]; III — район Бартын-Зонгулдак (К. Эрентоз, Ф. Шарль, Г. Ралли, Г. Зейллер, М. Токай, 1900—1956 гг.) [Preragatory . . . , 1967]. Условные обозначения см. на рис. 7

мраморами, кварц-хлорит-альбитовыми, серицитовыми и хлоритовыми сланцами и конгломератами. В конгломератах ордовика много галек различных эпиметаморфизованных пород и меньше гнейсов и красных гранитов. Непрерывный разрез палеозоя в районе Стамбула (рис. 40, I) представлен морскими терригенными и карбонатно-терригенными отложениями с почти полным отсутствием вулканических пород. В районе г. Измита отмечены [Altinli, 1968] туффы, туфы и эффузии порфиритов и диабазов. В северо-восточной части зоны известны перерывы в основании девона, иногда с выпадением силура и ордовика.

Начиная с визе, в разрезе появляются остатки наземной флоры и грубые терригенные, иногда углистые отложения, лидиты (аналоги кульма). Визе-намюр-вестфальская часть выделяется как верхняя фракийская серия. Прямо на нее и более древние толщи, смятые в складки и прорванные гранитами, налегают с несогласием нижнетриасовые слои.

Верхнепалеозойские орогенные образования, широко распространенные на Балканах, в Понтийской зоне не выделялись. Автором [Белов, 1974] на основании анализа работы Е. Алтынли [Altinli, 1968] в районе г. Измит обособлена из состава нижнего триаса континентальная вулканогенно-молассовая толща (до 750 м), очень напоминающая ротлигенд Западной Европы и нижнюю пермь Северного Кавказа. Она представлена красноцветными конгломератами и песчаниками, находящимися в сложных сочетаниях с комплексом туфов, лавобрекчий и эффузивов, субвулканических тел андезитового, базальтового, липаритового и кератофирового состава. В районе Гебзе к перми Р. Ассерето [Asseerto, 1972] отнес толщу (300—100 м) красноцветных аллювиальных и пролювиальных отложений подножий горных склонов, залегающую с угловым несогласием на девоне и перекрытую несогласно песчаниками и мергелями верхнескифского подъяруса. Доказанный мургабский возраст красноцветов внутри перми на Мизийско-Галатском массиве [Argyriadis, 1978] косвенно указывает на среднепермский возраст этой толщи.

Зонгулдакская зона протягивается узкой прибрежной полосой от Эрегли до Инеболу. Большая часть ее погружена под воды Черного моря. Она отличается специфическими чертами тектоники и строения палеозойского разреза [Preragatory . . . , 1967; Эрентоз, 1967] (см. рис. 40), сближающими ее с Мизийской плитой, в особенности с краевой ее частью — Предбалканьем.



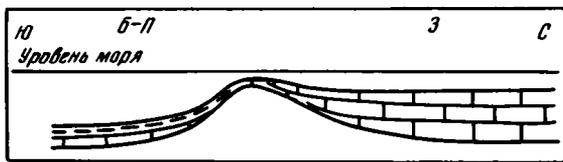


Рис. 41. Палеофациальный профиль между Балкано-Понтийской (Б-П) и Зонгулдакской (З) зонами для среднего девона

Силур-визейские отложения Зонгулдакской зоны, представленные преимущественно карбонатными породами, образуют платформенный чехол. Непосредственных взаимоотношений с фундаментом не видно. Распределение фаций и мощностей среднего палеозоя, в особенности среднего девона, показывает, что зона с юга ограничивалась поднятием и уступом (рис. 41). Верхняя часть визе сравнивается с формацией кульм. Верхнепалеозойские отложения, представленные терригенными угленосными лимническими толщами нижнего-верхнего карбона (с богатой флорой европейского типа) и красноцветными молассаами перми (с *Walchia*) большой мощности, могут рассматриваться как формации краевой системы или прогиба [Brinkmann, 1976; Белов, 1974].

Для этой зоны характерно отсутствие внутри палеозоя каких-либо заметных угловых несогласий, хотя перерывы имеются между визе и намюром и внутри верхнего палеозоя. Отсутствуют также какие-либо проявления магматизма. Толща палеозоя в домоловое время была смята в складки, обычно не очень сложные, но иногда опрокинутые и веерообразные.

История тектонического развития

В Северо-Западной Анатолии сходятся разновозрастные тектонические элементы, сложные соотношения между которыми еще не до конца поняты. Поэтому можно говорить лишь об эскизе тектонической истории этого района.

Широкое распространение доордовикских эпиметаморфизованных толщ, может быть, указывает на преобладание здесь в докембрии блоков с незрелой континентальной корой (в палеозое – микроконтиненты). О существовании сложной структуры Палеотетиса свидетельствуют фрагменты эвгеосинклинальных комплексов и офиолитов на Троянском полуострове и на о. Лесбос, терригенно-сланцевые комплексы типа окраинных морей на п-ове Коджазли и шельфовые отложения в Зонгулдакской зоне.

Формирование Балкано-Понтийского прогиба здесь началось в ордовике. Обломочный материал, поступавший в него с севера, говорит о существовании в то время на месте современного Черного моря суши, сложенной кристаллическими породами и гранитоидами. Близость суши на северо-западе чувствуется еще в силуре. С девона бассейн расширился и береговая линия отдалилась, а с эйфеля до турне осадконакопление было замедленным, а море глубоким. Оно отделялось от шельфовой зоны уступом (см. рис. 41), за которым преобладало карбонатное осадконакопление, компенсировавшее прогибание.

Докарбонный возраст офиолитов и присутствие карбонатных базальтов позволяют думать, что активные процессы в океанической области протекали в течение всего среднего палеозоя. В середине карбона, как и везде в типичных герцинидах, произошла складчатость. Можно думать, что ширина Палеотетиса на траверсе Западной Анатолии резко сократилась. Здесь возникла суша.

Герцинская складчатость не коснулась северной шельфовой зоны (так же, как и южной Перигондванской), там произошли лишь небольшие поднятия, после которых резко сменился формационный состав отложений; образовавшийся предгорный прогиб заполнился к концу палеозоя угленосными и красноцветными молассаами. Горы были южнее в Балкано-Понтийской зоне, где обнаружены предгорные аллювиально-пролювиальные красноцветы перми. Там же возникли наземные вулканы. Все эти явления, также заметный калиевый гранитный магматизм, свидетельствуют о сформировавшейся в результате герцинского тектогенеза континентальной коре.

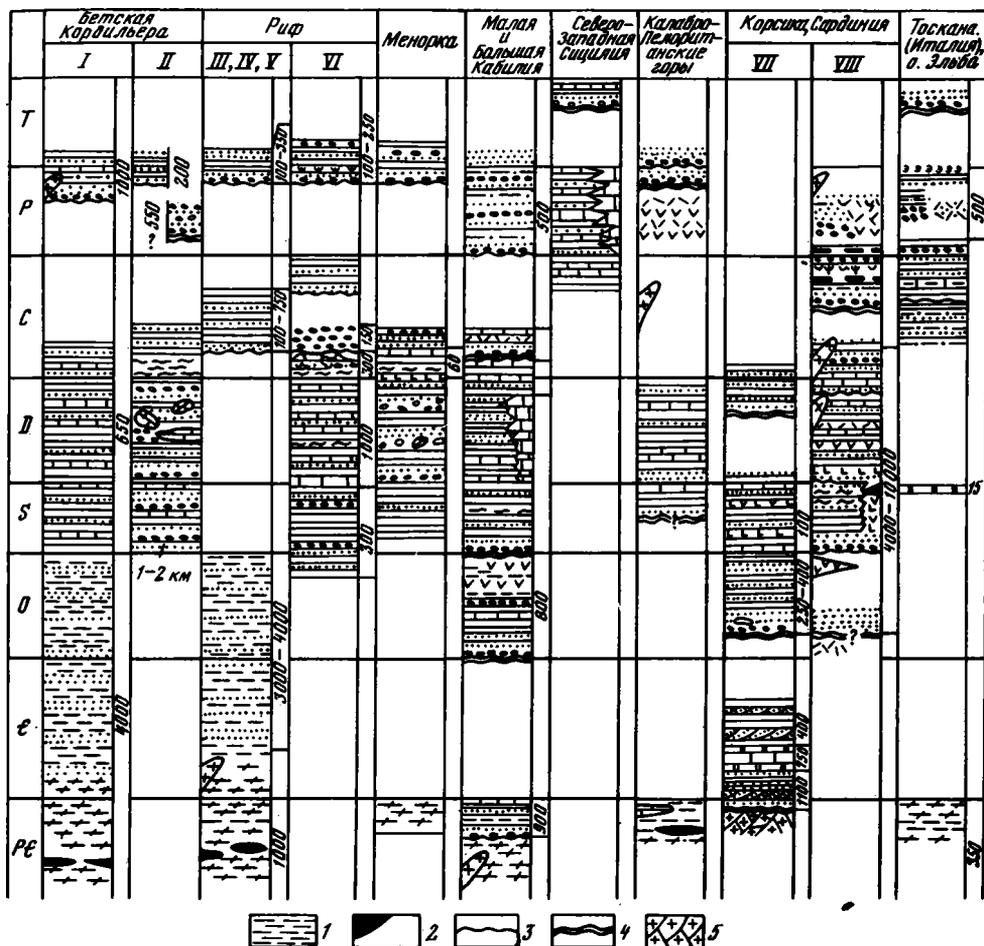


Рис. 42. Сопоставление стратиграфических разрезов Западного Средиземноморья

Тектонические элементы: I – Альпухариды, II – Малагиды, III – Бени-Бушера, IV – Филали, V – Федерико, VI – Гомариды, VII – Юго-Западная Сардиния, VIII – Северо-Восточная Сардиния, Корсика. 1 – слюдястые сланцы; 2 – гипербазиты; 3 – стратиграфическое несогласие; 4 – угловое несогласие; 5 – катаклазированные гранитно-гнейсы. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

Южнее в пределах Троянской зоны после герцинской складчатости резко расчлененной суши не возникло – она была низменной, периодически заливалась водами позднепалеозойских морей, которые оставили прерывистый, преимущественно карбонатный чехол. В моменты сильных импульсов горообразования, например в мургабском веке [Argyriadis, 1978], в морской бассейн поступало с севера большое количество обломочного материала, который распространялся к югу вплоть до внутренних зон (Тавр и др.) бывшего Гондванского шельфа.

Южнее можно предполагать еще одну зону, простирающуюся от о. Лесбос до г. Анкара. Она характеризуется геосинклинальным триасом, возможно, отсутствием герцинской складчатости, но большим значением раннекиммерийских движений [Bingöl, 1976; Fourquen, 1976].

ЗАПАДНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ

Область, расположенная к западу от Альп и Адриатического моря, охватывает моря Тирренское, Лигурийское, Альборан, Алжиро-Балеаро-Прованский бассейн и обрамляющие их участки суши – Апеннинский полуостров, Сицилию, Сардинию, Корсику, Северную Африку, Бетскую Кордильеру.

В современной структуре Западного Средиземноморья наблюдаются, с одной стороны, сложные покровно-складчатые альпийские сооружения, протягивающиеся

от Северных Апеннин до Калабрии, затем через Сицилию в Северную Африку и вокруг Гибралтара в Бетскую Кордильеру Испании и на Балеарские острова, с другой стороны, краевые части эпигерцинских платформ Испании и Франции и микроконтиненты Сардиния и Корсика. Их разделяют молодые морские, частью субокеанические впадины.

Альпийские структуры сильно затрудняют палеотектонический анализ более ранних этапов развития. На этом пути прежде всего следует воспользоваться палеотектоническими и палеогеографическими реконструкциями мезозойско-кайнозойского этапа [Сулиди-Кондратьев и др., 1974; Чехович, Зоненшайн, 1976; Кер, 1976; Caire et al., 1960; и др.], в которых предполагается, что западное окончание Мезотетиса в качестве субокеанического бассейна возникло к концу юрского периода на предшествовавшем континентальном пространстве, занятом сушей или эпиконтинентальными триасовыми морями. Основной прогиб намечается в современной структуре от Пьемонтской зоны Альп вдоль Апеннинского полуострова между Корсикой и Северными Апеннинскими горами, через Тирренское море параллельно Калабро-Пелоританской дуге, затем через Северную Сицилию в Северную Африку до Рифа. При этом Себтиды Рифа, Альпухариды Бетских Кордильер (см. ниже), Кабильские массивы, Пелоритано-Калабрийский цоколь находились по северную и западную (на востоке) сторону от этого бывшего прогиба, причленяясь к континентальному массиву Европейских герцинид. Они лишь в конце мезозоя и в третичное время в процессе нескольких фаз сжатия и покровообразования были надвинуты на внешние зоны континентальной окраины Африки, а на западе — Иберийского полуострова. При этом параллельно с образованием складчатых и покровных структур, видимо сопряженно с ними, образовались современные глубоководные бассейны Западного Средиземноморья.

Важно отметить, что амплитуды горизонтальных перемещений, по расчетам специалистов [Чехович, Зоненшайн, 1976] (Л. Гланжо, Ф. Олив), не превышали 200–450 км¹. В отличие от более восточных районов, где Мезотетис располагался между Гондванской платформой на юге и складчатыми структурами Палеотетиса на севере или даже рассекал Гондвану, здесь он образовался внутри складчатой области бывшего Палеотетиса, и соответственно Альпийская складчатая область расположена внутри герцинской.

Возможность реконструировать предмезозойскую структуру дает нам основание думать, что сохранившиеся доальпийские комплексы (рис. 42) могут в общих чертах осветить нам историю развития Западного Средиземноморья в палеозое.

Апеннинский полуостров и Сицилия

В Северных Апеннинах в покровной системе альпийского возраста палеозойские образования принадлежат к Апуанскому покрову и к элементу Масса, залегающим под Тосканским и Лигурийским покровами, сложенными мезозоем-кайнозоем. Нижнее положение занимает Умбрийский "автохтон" — самый глубокий элемент, достигаемый скважинами. В последние годы доальпийские комплексы этого района активно изучались специалистами из Болоньи, Флоренции, Пизы, Сиенны, Падуи (Ж. Б. Вай, Т. Коккоzza, М. Тонгиорги, П. Скварчи, Г. Гианелли, А. Рау и др.). Новые данные помещены в обзорном сборнике под редакцией М. Тонгиорги [Report . . . , 1978].

О присутствии докембрийских образований в Северных Апеннинах достоверных данных нет. Возможно, к ним относятся гнейсы и кристаллические сланцы пластин основания в зоне Масса, а также часть гнейсов и слюдяных сланцев (~ 500 м) по-ва Каламита на о. Эльба. Палеозойские образования можно разделить на два крупных комплекса: нижне-среднепалеозойский (доорогенный) и верхнепалеозойский (орогенный).

1. Нижний комплекс (O?—S—D) в Апуанских Альпах представлен метаморфизованными в фации зеленых сланцев и сильно дислоцированными филлитами и кварцитами (до 2000 м). Встречаются хлоритовые, серицитовые и карбонатные сланцы, доло-

¹ Остается неясным вопрос об амплитуде сдвиговых субширотных смещений. По подсчетам Х.П. Лаубшера, она могла быть значительной (до 1200 км).

миты, пачки и прослой порфириитоидов (апобазальты) и метаграувакк, порфириидов (риодациты и риолиты), черных графитовых и кремнистых сланцев, радиоларитов и лидитов, а также крупные блоки метагаббро. В доломитовых линзах-блоках (10–15 м) Ж.Б. Ваи, Г. Баньоли и М. Тонгиорги обнаружили конодонтов лудлоу и раннего девона. Исследователи спорят, находятся ли доломиты (характерная ортоцеросовая фация) внутри разновозрастной филлитовой толщи или представляют собой олистолиты. Rb-Sr датировка по породе показала 275–300 млн. лет.

На о. Эльба близкий по составу, степени метаморфизма и дислоцированности комплекс (несколько сотен метров) представлен сильно рассланцованными зелеными (с эпидотом, амфиболом и биотитом), слюдянными и песчанистыми сланцами, филлитами, диабазами, порфириоидами и мраморами.

Нижний комплекс перекрывается с ясным несогласием пермской свитой Ассиано и триасовыми веррукано. К верхней части нижнего комплекса, вероятно, относится свита Фарма (~ 300 м, аналог флиша Хохвипфель Южных Альп), содержащая в прослоях известняков окаменелости среднего карбона. Перед ее образованием предполагается проявление еще одной тектоно-метаморфической фазы – судетской.

2. Верхний комплекс соответствует орогенной стадии герцинского этапа. В низах он представлен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, зеленоватыми и черными, с обильными остатками спириферов и продуктусов, иногда с графитовыми прослоями и линзами известняков, образовавшимися в мелководных морских и полуконтинентальных условиях (свита Карпинета, московский век – нижняя пермь?). Хотя взаимоотношения между свитами Фарма и Карпинета тектонические, предпочтительней точка зрения (Т. Коккоза, А. Кастантини, А. Лаззаротто, Ф. Сандрелли), согласно которой между ними существует угловое несогласие, обусловленное леонской фазой складчатости. Последние находки окаменелостей раннего–среднего карбона позволяют М. Пазини и М. Тонгиорги помещать свиту Карпинета ниже свиты Фарма.

К верхнему карбону – нижней перми относится свита Сан-Лоренцо, обнажающаяся в горах Пизано, Жано (к юго-западу от Флоренции), Аржентарио и Романи (г. Гроссето). Она представлена неправильным чередованием филлитов, графитовых и углистых с прослоями углей глинистых сланцев, глинистых карбонатных кварцитов с косою слоистостью, кварцевых конгломератов и песчаников (несколько сотен метров). Растительные остатки указывают на присутствие вестфала D (?), верхнего карбона и нижней перми (*Callipteris conferta* St.). В основном это континентальные (озерно-аллювиальные) или лагунные отложения, однако в районе Жано и на о. Эльба (свита Рио Марина – дельтовые отложения, морская моласса) отмечаются также морские и солоноватоводные фаунистические остатки. В целом свита, по-видимому, образовалась в условиях перехода от моря к суше.

Свита Сан-Лоренцо несогласно перекрыта триасовыми веррукано. Между ними имеется еще свита Ассиано (несколько десятков метров) – фиолетовые филлиты и конгломерато-брекчия с обломками пород нижнего комплекса и свиты Сан-Лоренцо. Вероятно, это неопермь или саксоний.

Верхней перми соответствует глинисто-сланцевая толща с прослоями кварцитов, содержащая эвапоритовые пачки с ангидритами, или пестроцветные песчаники. Последние включают обломки вулканических пород, известные также среди гальки в конгломератах веррукано в Апуанских Альпах и на о. Эльба. Они представлены риолитовыми и риодацитовыми порфирами, сходными с пермскими вулканитами Альп, Корсики и Сардинии.

Перекрывающая все комплексы толща веррукано (s.s.) сложена пестроцветными грубозернистыми песчаниками и конгломератами ладинского и карнийского ярусов триаса. Палеозойские граниты (400–220 млн. лет) встречены в мезозойских покровных единицах в виде крупных блоков и галек в офиолитовых олистостромах.

В Калабрии и в Пелоританских горах Сицилии в условиях сложной покровной структуры альпийского возраста доальпийские комплексы автохтона и аллохтонных элементов можно разделить также на три части.

Наиболее древние образования представлены высоко метаморфизованными породами: кинцигитовыми гнейсами с прослоями мраморов (кинцигит-диоритовая серия), амфиболитами, кордиеритовыми анатектитами, реликтами пироксеновых гранулитов, содержащими тела перидотитов и пироксенитов и катаклазированных

очковых гнейсов [Caire et al., 1960; Dubois, 1971; и др.]. Почти все эти породы были первоначально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, как предполагается в догерцинское время, а затем во время герцинской эпохи претерпели изменения в условиях амфиболитовой фации, одновременно с палеозойским комплексом.

Палеозойский комплекс сложен серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами, кварцитами и мраморами. В менее метаморфизованном виде он представлен глинистыми сланцами, граувакками и разнообразными известняками. В последних в Южной Калабрии в массивах Аспромонте и Серра, а также в Пелоританских горах обнаружены остатки кораллов, мшанок, криноидей, ортоцерасов, цефалопод, трилобитов, остракод и тентакулиты среднего и позднего девона, возможно раннего девона и силура [Görler, Jbbeken, 1970] (С.Р. Бонарди, В. Колонна и др.).

Третий комплекс представлен андезитами, риолитами и риолитовыми туфами, ассоциирующими с пестроцветными сланцами и кварцитами. Он распространен незначительно и относится, вероятно, к верхнему палеозою.

Среди магматических пород этой области широко распространены граниты, а также гранодиориты, кварцевые диориты и щелочные кислые интрузии, которые рвут средний комплекс и, по изотопным данным, относятся к позднему палеозою. Все эти образования трансгрессивно несогласно перекрыты местами красноцветными терригенными породами пермо-триаса (веррукано) и повсеместно триасовыми известняками с конгломератами в основании.

В Сицилии, исключая Пелоританский массив, с конца прошлого века и до недавнего времени из домезозойских отложений были известны лишь три—четыре глыбы пермских известняков в долине р. Созио к югу от Палермо. В этих известняковых глыбах, находящихся среди триасовых, юрских и третичных отложений, была собрана богатая коллекция окаменелостей верхней перми. В последние годы благодаря детальным геологическим и геофизическим съемкам и бурению удалось в Северной Сицилии в горах Сикани [Caflich et al., 1967; Caire et al., 1960; Mascle, 1974] установить коренные пермские и каменноугольные отложения, находящиеся совместно с триасовыми и неогеновыми отложениями в виде тектонических пластин в сложной покровной структуре.

Каменноугольные отложения представлены псевдооолитовыми известняками с остракодами (С?), переслаивающимися с зеленоватыми аргиллитами. Пермские отложения залегают согласно на каменноугольных или самостоятельно. Большое количество глыб и галек пермских пород встречается в тортонской олистостроме. Среди пермских отложений можно различать два основных формационных типа — биогермные известняки и флиш. Последний представлен мощной (до 1400 м, по [Caire et al., 1960]) толщей ритмичного чередования аргиллитов, карбонатных песчаников и известняковых микробрекчий. Остатки фораминифер датируют нижнюю и верхнюю пермь.

Пермские отложения перекрыты карнийскими, также флишевыми отложениями, содержащими олистолиты пермских рифовых известняков, между ними предполагается тектоническая фаза.

Следует отметить близкое соседство, так же как и в Тосканской области, верхнепалеозойских морских, в данном случае даже флишевых и континентальных отложений. На северном краю Сицилии к западу от Палермо известны небольшие выходы гнейсов и других метаморфических пород, относимых к докембрию и палеозою (Панормиды).

Сардиния и Корсика

Острова Сардиния и Корсика обладают сходным геологическим строением и представляют собой единый микроконтинент. Наиболее распространены там гранитоиды, среди которых сохранились крупные ксенолиты или участки метаморфизованных или неметаморфизованных вмещающих пород. Поверх них залегают верхнепалеозойские орогенные образования. Основываясь на работах по Корсике [Baudelot et al., 1976; Nardi, 1975] (Р. Дельсе, С. Крылатова, Ж. Мезонёв, Ж. Орсини, П. Рутье и др.) и Сардинии [Cocozza, 1975; Poll, 1966; Schneider, 1974] (М.Д. Бразье, Х. Ягер, Н. Минцони, Р. Оливьери, С. А. Рикчи, Е. Серпальи, С. Вар-

дебассо и др.), можно дать следующий синтез наших знаний об их доальпийской геологии.

Сведений о докембрийских отложениях почти нет. На Корсике они предполагаются среди кристалло-филлитов, а на Сардинии ниже слоев с *Dolegolenus* выделены толща (600 м), представленная серо-зелеными песчаниками с косою слоистостью, знаками ряби и с остатками *Stuziana* sp., и катаклазированные гранито-гнейсы. В зоне северо-восточнее четвертичного грабена Кампидано слюдяные сланцы, инъецированные гранитоидами (ортогнейсы), перекрыты доордовикским молассово-вулканогенным комплексом, возможно позднекембрийско-вендского возраста.

Наиболее ясные сведения по стратиграфии нижнего палеозоя имеются в Юго-Западной Сардинии в провинциях Сульчис и Иглезиенте (см. рис. 42). Кембрийские отложения залегают с несогласием на гранито-гнейсах и согласно на песчаниках докембрия и делятся на три свиты: а) песчаников и глинистых сланцев с прослоями доломитов (500 м); б) доломитов и известняков, к ней приурочено большинство сульфидных свинцово-цинковых месторождений; в) кварц-серицитовых сланцев. Две нижние свиты содержат трилобиты и археоциаты, а верхняя — трилобиты среднего кембрия. На кембрийских отложениях с угловым несогласием залегают конгломераты и кварциты; сменяющиеся выше пестрыми глинистыми сланцами и песчаниками ордовика (250–400 м). К карадокскому ярусу приурочены андезиты и андезитовые туфы. Перерыв в течение позднего кембрия — тремадокского века и возникшее несогласие между кембрием и ордовиком издавна (Г. Штилле) именуется сардинской фазой складчатости.

Прежде считалось, что кембрий смят в крутые и запрокинутые к югу альпинотипные складки. Однако более поздние исследования [Schneider, 1974] (Дж. Дж. К. Полл и Х. Дж. Цварт) выявили, что складчатость здесь локальна и варьирует по интенсивности. В целом кембрий смят брахиформно и дисгармонично благодаря различной литологии трех его свит. Таким образом можно думать, что как сардинская фаза, так и более поздние перерывы и несогласия между нижним и верхним ордовиком, верхним силуром и нижним девоном [Cocozza, 1975] не являются свидетельством присутствия каледонид как законченного цикла в Сардинии, а лишь отражают одновозрастные каледонским движения земной коры. Формационные черты ордовикских, силурийских и девонских отложений также подтверждают этот вывод.

Силурийские отложения (100 м — конденсированный глубоководный разрез — и более) представлены черными глинистыми сланцами, лидитами, песчаникам и известняками с прослоями туфов и базальтовыми излияниями. Конодонты и граптолиты доказывают лландоверы, узлоковский, лудловский и лохковский ярусы.

В Северо-Западной Корсике на докембрийских (?) кристаллофилитах с резким угловым несогласием залегает пачка (50 м) песчаников и кварцитов (O_1 ?). На ней с небольшим несогласием залегают конгломераты и кварциты (100 м), затем темные кровельные сланцы (150 м), кварциты, песчаники, яшмы и лидиты (30 м). В глинистых сланцах собраны остатки акритарх и хитинозоа нижнего и среднего силура.

В Центральной и Северо-Восточной Сардинии и на Корсике широко распространена мощная (4–5, до 10 км) толща апопелитовых сланцев с прослоями песчаников и известняков ($O-C_1$). Иногда они менее метаморфизованы и сохраняют облик осадочных пород, но чаще представлены кварцитовыми, кварц-хлоритовыми и серицитовыми сланцами. Внутри этой толщи отмечаются тела эклогитов, габбро и серпентинизированных перидотитов (Корсика) и более широко распространенных амфиболитов, габброидов, диабазов, спилитов, метавулканических зеленых сланцев. Кроме основных изверженных пород имеются и кислые — порфиры и порфиroidы, туфы и туффоиды, частью явно подводные, в форме эффузий, интрузий, эксплозий и инъекций. Действительный масштаб магматических явлений здесь остается все же не совсем ясным. Отмечено несколько перерывов и несогласий, наиболее достоверных в основании карбона.

Фашии и мощности кембрийских и ордовикских отложений Юго-Западной Сардинии ясно указывают на углубление бассейна к восток-северо-востоку. Здесь можно выделить внешнюю (миogeосинклинальную или шельфовую) и внутреннюю (эвгеосинклинальную или батияльную) зоны [Cocozza, 1975; Schneider, 1974].

В юго-Западной Сардинии среднепалеозойский комплекс несогласно перекрывает ордовикские, силурийские и нижне-средне (?) девонские толщи. Представлен он слабо складчатыми песчано-сланцевыми отложениями, относящимися к девону—нижнему карбону. Аналог этого комплекса в Северо-Западной Корсике представлен известняками фамена — турне и толшей кульма.

На девоно-динант налегает несогласно осадочно-вулканогенная свита, состоящая из конгломератов, песчаников и черных углистых сланцев с прослоями угля, а также туфов трахиандезитов. Остатки флоры датируют на Корсике верхний вестфал и нижний стефан или верхи стефана. На Сардинии нерасчлененные пермо-каменноугольные отложения залегают в виде чехла на гранито-метаморфическом основании. Пермская толща (до 800 м) перекрывает с несогласием все остальные свиты и граниты либо лежит согласно на терминальном стефане. Она представлена эффузивами и туфами андезитового, дацитового и риолитового состава, риолитовыми аркозами и красноцветными песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, иногда с прослоями карбонатных пород. В отене отмечены уголь и остатки флоры вальхий.

Гранитообразование происходило в несколько фаз в течение длительного (345—230 млн. лет) периода, вероятно, в связи с герцинскими фазами складчатости: бретонской, судетской и астурийской. Герцинские движения привели к образованию складчатых структур северо-северо-западного направления. Отмеченные уже давно в Центральной Сардинии герцинские шарьяжи [Minzoni, 1970] являются главной чертой структуры этого региона. Амплитуды перемещений достигают десятков километров, направление перемещений с востока и северо-востока [Carmignani et al., 1980].

Суммируя вышеизложенный материал, можно высказать предположение, что западная часть Корсико-Сардинии более близка к Молданубикуму. Внешним массивам Западных Альп, Провансу, где важное значение имела кадомская эпоха тектогенеза, а восточная представляет собой продолжение герцинских зон из Восточных Альп. Сходство в последнем случае подтверждается присутствием нижне-среднепалеозойского геосинклинального комплекса, герцинской эпохой складчатости, начавшейся с бретонской фазы и закончившейся астурийской (пока предположительной) фазой, орогенной стадией, начавшейся в конце среднего карбона и закончившейся в перми — начале триаса.

Бетские Кордильеры и Балеарские острова

В Бетских Кордильерах выделены [Фор-Мюре и др. 1973; Bourgois et al, 1971] (М. Дюран-Дельга, Х.Е. Рондел, О. Симон, Ж. Пакэ и др.) Внешняя зона, где под мезозойско-кайнозойским комплексом предполагается продолжение палеозойского фундамента Месеты, и Внутренняя зона, состоящая из четырех покровных элементов, образованных комплексами морского триаса и более древних пород: Невадо-Филабридский автохтон и аллохтонные комплексы (снизу вверх) — Баллабона-Кучаронский, Альпухарский и Малагский. Первичное расположение покровных элементов не является общепризнанным, время движений третичное, минимальное сокращение зоны 100—150 км.

В Невадо-Филабридах в основании разреза обнажаются слюдястые сланцы с графитом и гранатом, содержащие прослой кварцитов (700 м). Rb-Sr изохрона показала возраст 418 млн. лет [Фор-Мюре, Шуберт, 1973]. Толща относится к досилуру или докембрию, иногда к карбону. Она испытала сильный альпийский метаморфизм — 13—30 млн. лет (K-Ag). Выше с предполагаемым несогласием лежат кварциты и слюдяные сланцы (~ 1000 м, P-T?). С ними ассоциируют ортогнейсы, образовавшиеся по кислым изверженным породам. Их возраст 270 млн. лет (Rb-Sr). Эта толща согласно перекрывается триасом.

В элементе Баллабона-Кучарон известна дотриасовая толща (300 м) песчано-глинистых пород с прослоями конгломератов. Ее условно относят к пермо-триасу.

В Альпухаридах (см. рис. 42) самыми древними толщами являются гнейсы и кристаллические сланцы (около 1000 м). Они ассоциируют, особенно в нижней части, с ультрабазитами, некоторые из которых их прорывают. В районе самого крупного массива Ронда (сложен гарцбургитами с небольшим количеством дунитов и лерцолитов) выделяется нижний, так называемый перидотитовый комплекс фундамента

(до 4000 м), в состав которого входят кинцигитовые гнейсы (~ 100 м), и верхний — гнейсово-сланцевый, состоящий из гнейсов с силлиманитом и апопелитовых кианит-гранат-ставролитовых и других сланцев глубоких зон метаморфизма. В состав комплекса входят мощные толщи циполинов. Видимо, относительно более верхнее положение занимают кварциты и слюдяные сланцы. Возраст гипербазитов, вероятно, докембрийский, а время их перемещения вместе с гнейсовой оболочкой в верхние горизонты коры и образования ореола кордьеритовых роговиков альпийское [Фор-Мюре, Шуберт, 1973; Kornprobst, 1976; Loomis, 1975; и др.].

Кварциты и слюдяные сланцы вверх без заметного несогласия переходят в более молодой комплекс (650 м). Последний претерпел альпийский метаморфизм эпизоды, ослабевающий кверху. Он представлен граувакками и песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. По возрасту эту толщу относят обычно к среднему палеозою (S—C), не исключается присутствие и верхнего палеозоя. Фаунистически доказан эйфельский ярус (Ж. Лафюст, М.-Ж. Павийон). Выше с несогласием и конгломератами в основании залегает толща глинистых сланцев, песчаников и известняков (1000 м). Она относится к пермо-триасу, по прослоям гипса вверху толщи проводят границу с триасом.

Малагиды образованы слабо метаморфизованной толщей граувакк, конгломератов и известняков среднего палеозоя, датированного палеонтологически (ортоцеразы, конодонты, тентакулиты). В основании выделяются силурийские толщи, переходящие постепенно в девонскую флишоидную толщу, содержащую линзы и блоки известняков. Присутствуют все три отдела девона. В низах карбона отмечаются черные радиоляриты, а выше залегает толща кульма (сходная с кульмом Менорки), представленная слюдяными песчаниками и граувакками с растительными остатками, чередующимися с преобладающими в разрезе темными пелитами. Имеются прослои конгломератов, вероятно, турбидитового происхождения. Мощность среднего палеозоя 1–2 км. Верхнюю часть палеозойского разреза Малагид составляют кварциты и аспидные сланцы пермо-триаса (200 м) и залегающая иногда с резким несогласием красноцветная толща песчаников и конгломератов (550 м) перми (?).

Балеарские острова, по представлениям ряда исследователей [Colom, 1975; Mauffret, 1976; и др.], являются продолжением Внешней зоны Бетских Кордильер. Остров Менорка, где больше всего данных по палеозою, сопоставляется либо с форландом Бетских цепей, либо с Малагидами (П. Фалло). Бетские структуры резко заканчиваются у края абиссальной впадины, отсекаясь с востока Северо-Балеарским разломом.

Мощная согласная осадочная серия палеозоя Менорки (S? — C₁) начинается с силурийских отложений, основание которых не вскрыто. Представлены они аргиллитами, черными пиритоносными сланцами с остатками граптолитов (верхний тараннон, нижний узлок). Девонская флишоидная турбидитовая толща охватывает все три отдела. Особенно характерен верхнедевонский флиш.

Карбон начинается с пачки (55–60 м) переслаивания пелитов, радиоляритов и известняков. Цвет пород светлый, зеленый, черный и красный. В верхней части пачки собраны окаменелости верхнего визе. Выше залегают терригенные отложения, сопоставляющиеся с кульмом и обнимающие намюрский ярус. Они содержат горизонты турбидитов, осадочно-оползневые пачки, конгломераты с галькой гранитов, гнейсов, слюдяных и хлоритовых сланцев, известняков (C₁). В целом эта толща характеризуется Р. Бурреем как образование континентальной окраины.

Верхняя пермь в ассоциации с бунтзандштейном образует комплекс красноцветных континентальных пород, залегающий несогласно на девоне и карбоне.

Северный склон Менорки образован метаморфическими породами, неизвестными на поверхности острова. Палеозойский фундамент имеет и о. Мальорка, о чем свидетельствуют многочисленные косвенные данные.

Область Рифа

Раздел написан по материалам А. Фор-Мюре, Ю. Шубера и др. [1973], Ж. Дидона и др. [Didon et al., 1973], а также М. Дюран-Дельга и Ж. Корнпробста.

Структуры Бетских Кордильер плавно переходят через Гибралтарский пролив в структуры Эр-Рифа. Последние образованы сходными шарьяжными единицами, пе-

ремещающимися с севера на юг и разместившимися сейчас в виде концентрических зон. В западной части области движения покровов происходили в широтном направлении. Основное время покровообразования третичное.

Внешнюю зону образуют Эр-Рифская и Предрифская зоны. Внутренняя зона включает Рифиды и зону ультрарифского флиша. Рифиды подразделяются (снизу вверх) на известняковые Рифиды (Т—Тг) и Себтиды (соответствуют в основном альпухаридам). Последние разделены на четыре тектонические единицы, надвинутые друг на друга. Снизу вверх это будут метаморфический комплекс Бени-Бушера и элемент Филали, относящиеся оба к комплексу древнего основания, затем элемент Федерико, представляющий собой, по мнению Ж. Корнпробста, чехол древнего основания (С и Р-Т), метаморфизованный в зеленосланцевой фации после триаса, и элемент Гомариды (соответствует Малагидам), образованный осадочными палеозойскими сериями (см. рис. 42) и тонким мезозойско-третичным покровом. Гомариды состоят из трех отдельных шарьяжей, надвинутых на элемент Федерико и на оба элемента основания.

Древний комплекс Бени-Бушера представлен мощной толщей кристаллических пород (до 1000 м), включающей ультраосновные массивы. Строение разреза и взаимоотношения между кристаллическим комплексом и ультраосновными породами здесь совершенно аналогичны существующим в альпухаридском комплексе Бетских Кордильер.

В пользу древнего возраста Бенибушерид, кроме гранулитовой фации метаморфизма пород, свидетельствуют изотопные измерения Rb-Sr методом возраста жил (10—50 см) гранитов с андалузитом, которые секут метаморфический комплекс и деформируются одной из первых фаз складчатости. Полученные значения превышают 440 млн. лет. Обломочный материал гипербазитов, кинцититовых гнейсов и связанных с ними пород найден в слоях ниже горизонта с лландоверийской фауной и в палеозойских конгломератах.

Комплекс Филалид представляет собой монотонную толщу мощностью 3—4 км, в основании которой расположены гнейсы с горизонтами лептинитов, а сверху преобладают слюдяные сланцы и кварциты. Среди гнейсов изредка встречаются линзы пироксенитов и амфиболитов. Толща смята в мелкие изоклинальные складки.

Наблюдается полное вещественное сходство в строении основания Филалид и кровли Бенибушерид, свидетельствующее о родстве этих толщ, разделенных ныне поверхностью шарьяжа. Филалиды были смяты в складки после внедрения гранитных жил с возрастом 440 млн. лет. Исследования Rb-Sr методом комплекса Филалид указывают на более молодой возраст, но со значительным разбросом значений, что свидетельствует о значительном альпийском омоложении.

Элемент Федерико представляет собой пакет шарьяжных пластин, в котором повторяются одни и те же комплексы пород. В основании разреза залегают пестрые слюдяные сланцы, которые сопоставляются, хотя и с некоторыми трудностями, с верхней частью элемента Филали. Затем на них предположительно со стратиграфическим перерывом и несогласием залегают толща темных глинистых сланцев и граувакк, относящаяся к каменноугольной системе (моложе виле). Выше залегают пачка блестящих красноцветных сланцев, содержащих прослой конгломератов и пропластки гипсов. Она перекрыта мощным пластом кварцитов, считающихся нижнетриасовыми.

Гомариды также состоят из трех тектонических покровов, стратиграфическая характеристика которых сходна. В целом это последовательность терригенно-карбонатных пород, обнимающая интервал от предположительно ордовика до нижнего триаса (см. рис. 42). В самых верхах силура отмечаются характерные рифовые известняки с ортоцерасами, а среди девонских отложений — флишевые фации и иногда лидиты. Карбон начинается с горизонта лидитов, радиоляритов и кремнистых брекчй, выше которых следует грубозернистые песчаники с остатками растений и линзами конгломератов (кульм), иногда с порфиридами. Выше виле-намюрских рифовых известняков расположены полимиктовые конгломераты (50—150 м) с экзотической галькой. Исследователи не отмечают перерывов или несогласий в середине каменноугольного разреза, но смена формационного состава отражает события герцинской эпохи складчатости. К верхнему карбону условно причисляют зеленоватые глинистые сланцы и песчаники, на которые трансгрессивно без явного углового несогласия налегает толща эпиконтинентальных конгломератов, песчаников и аргиллитов перми с *Walchia pinifirmis*, содержащая прослой щелочных калиевых трахитов.

К востоку от Эр-Рифа доальпийское основание выступает на поверхность в нескольких изолированных массивах, таких, как пришелифские, Шенуа, Большая и Малая Кабилия и др., среди складчато-покровных альпийских структур Берберид. Последние в основном соответствуют горным цепям Тель-Атласа и Крумирии.

Допалеозойское кристаллическое основание, известное здесь, разделено на три серии и обладает некоторым сходством с древними комплексами Внутреннего Рифа и Пелоритано-Калабрийских массивов. Исследователи [Фор-Мюре и др., 1973; Сулиди-Кондратьев и др., 1976] (М. Дюран-Дельга), правда, не отмечают пород гранулитовой фации метаморфизма.

Для метаморфических толщ и прорывающих их гранитов Большой и Малой Кабилии имеется много изотопных определений возраста — от 480 до 10 млн. лет, что свидетельствует о радиометрическом омоложении пород. Более близки к истинному возрасту толщ, видимо, значения 1240–1140 млн. лет, полученные А.П. Казаком для очковых гнейсов нижней серии свинцовым методом по реликтовому магматическому циркону. Вероятно, верхняя серия имеет более молодой докембрийский возраст. По устному сообщению Е.Д. Сулиди-Кондратьева, есть также К-Аг определение возраста гранитоидов — 700 млн. лет.

В Кабильских массивах более определенно решается вопрос о взаимоотношении докембрия и палеозоя, чем в области Эр-Рифа. Следующая серия пород, гораздо более слабо метаморфизованная, залегала, по-видимому, с размывом и несогласием на древнем цоколе [Bossière, Raymond, 1975]. В ее основании находятся конгломераты, состоящие из галек подстилающих метаморфических пород. Серия образована кварцитами, филлитами, серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями гравелитов и конгломератов. Вверху отмечены прослой вулканитов среднего состава. Окаменелости датируют лланвирнский ярус ордовика. Несогласие в основании силура (южная окраина Кабильских массивов) и общее строение силурийско-среднекаменноугольного разреза, близкое Гомаридам и Малагидам, показано на рис. 42.

Основные герцинские фазы, мощно проявившиеся в Марроканской и Оранской Месетах, Кабилию затронули лишь местами в ослабленном виде. Так, отмечаются до- и послевизейские перерывы и угловые, несогласия. Есть указания (А. и Ж. Термье) о присутствии в Малой Кабилии морских отложений башкирского и московского ярусов. Пермские красноцветные отложения, залегающие в районе плато Оран на разновозрастных толщах, в Кабилии лежат на каменноугольных отложениях без следов четкого несогласия. Переход от перми к триасу в Берберидах, как и везде в окружающих районах, происходит согласно через толщу полуконтинентальных песчаников нижнего триаса к карбонатным породам среднего и верхнего триаса.

Дно морей Западного Средиземноморья

Геологические и геофизические данные по дну западносредиземноморских бассейнов [Маловицкий, 1978] свидетельствуют о том, что геологически совсем еще недавно в предолигоценное время на месте многих из них существовали крупные участки суши, а в предтриасовое время здесь на всей территории был континент, образованный складчатыми и метаморфизованными доальпийскими комплексами. Они и сейчас присутствуют в большинстве районов непосредственно под кайнозойскими образованиями либо под мезозойским осадочным чехлом. Исключение составляют впадины с безгранитным основанием, в пределах которых, вероятно, сохранились лишь небольшие останцы этого сиалического комплекса. Сейчас имеется достаточное количество доказательств в пользу вышеприведенных заключений.

Так, материалы по доальпийским массивам, расположенным вокруг и внутри западносредиземноморских бассейнов [Международная . . . , 1962], показывают, что все они в той или иной мере были охвачены герцинским тектогенезом и в перми — начале триаса являлись частью суши. Снос обломочного материала метаморфических и палеозойских пород в олигоценовый флишевый бассейн юга Франции и Северной Италии шел со стороны Лигурийского моря. На побережье Северной Африки от Танжера до Туниса аналогичный материал в олигоценовый флишевый бассейн также сносился с севера с крупного континентального массива [Кюнел, 1964].

Мощные конгломераты, залегающие в основании третичной серии Пелоританских гор, содержат обломки гранитов и порфиров верхнепалеозойского типа, принесенных со стороны Тирренского моря (С.Е.Буркардт).

По геофизическим данным, центральная глубоководная часть Тирренского моря имеет океанический тип строения коры (мантия на глубине 10 км). Вероятно, эта впадина очень молодая, возникшая после олигоцена. Это подтверждается, в частности, временем образования тектонических покровов Калабро-Сицилийской дуги, направленных во вне от впадины. Особенностью этих покровов является срыв не только чехла, но также и пород фундамента, вплоть до кицигитовых гнейсов и гипербазитов, т.е. до основания земной коры [Кер, 1976]. Драгирование в центральной части Тирренского моря [Heezen et al., 1971] с поднятия, возвышающегося над дном на 2 км, установило, что нижняя и средняя части его склона сложены кристаллическими сланцами, филлитами и мраморами с амфиболом и биотитом. Первые представлены кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с биотитом, кальцитом и магнетитом. Некоторые образцы сложены массивными магнетитами (не менее 50%), переслаивающимися с кварц-мусковитовыми сланцами. Авторы пришли к выводу, что Тирренское море образовалось в результате оседания и разрыва континентальной коры, прежде закрывавшей всю его площадь. Поднятые ими образцы являются останками этой прежней коры. На дне остальных морей во многих местах прослежены геофизическими методами, бурением и драгированием палеозойские и докембрийские комплексы с участков прилегающей суши [Mauffret, 1976; Biju-Durval et al., 1976; Ryan et al., 1973].

В море Альборан в 60 км к югу от г. Малага скв. 121 [Ryan et al., 1973] на глубине 864 м вошла в брекчии миоцена, содержащие обломки метаморфических пород, а затем прошла 3 м по массивному телу кристаллических сланцев. Последние являются либо крупным блоком внутри брекчии, либо действительным метаморфическим основанием миоценового чехла. Среди метаморфических пород описан кордиерит-биотит-полевошпатовый роговик, сходный с роговиками из контакта с гипербазитами массивов Бени-Бушера и Ронда. Геологические данные, следовательно, указывают на появление близко к поверхности в западной части моря Альборан, так же как и в покровных структурах Гибралтарской дуги, нижних частей континентальной земной коры.

История развития Западного Средиземноморья

В отношении докембрийской структуры и истории развития этой территории сказать можно очень немного. Серьезных детальных работ по сопоставлению докембрийских комплексов Северной Африки и герцинских массивов Западного Средиземноморья нет, что объясняется, вероятно, слабой изученностью последних. Сопоставление докембрийских комплексов Анти-Атласа и Высокого Атласа, с одной стороны, и массивов Эр-Рифа и Берберид — с другой, показывает их значительные различия. В области, заведомо относящейся к Африканскому кратону, верхний рифей и венд представлены характерным орогенным комплексом (серия Варзат и др.). Ничего подобного нет в пределах массивов альпийских цепей Северной Африки. Если принять точку зрения Е.Д. Сулиды-Кондратьева, В.В. Козлова и Я.Г. Каца [1976] о более молодом байкальском возрасте складчатости краевой части Африканской платформы в Эр-Рифе и Кабилидах и более древнем гренвиллском — южнее, то можно сделать предположение о разделе в конце докембрия между африканской частью Гондваны и северными континентами вдоль шва, проходящего сейчас южнее Телль-Атласа.

В начале палеозойской эры Западное Средиземноморье представляло собой, скорее всего, область завершенной байкальской или дальсландской складчатости, прикрытую местами чехлом позднедокембрийских и кембрийских мелководных морских и континентальных отложений (Большая и Малая Кабилия, о. Сардиния). Почти во всех современных тектонических зонах существует древний (догерцинский) метаморфический цоколь, взрезанный местами на всю его мощность вплоть до переходных к мантии горизонтов (Калабрия, Риф, Бетская Кордильера). Стратиграфические взаимоотношения докембрия с палеозоем известны лишь в Кабилии и на о. Сардиния. В остальных местах, где контакты между древним кристалликумом и палео-

зойскими образованиями тектонические, сходство фациальной характеристики палеозойских чехлов позволяет связывать эти комплексы.

Начало палеозойского геосинклинального развития падает на ордовик, когда начались опускания и накопление терригенных и терригенно-карбонатных отложений. Усиление тектонических движений растяжения, сопровождавшихся утонением сиалической коры, и расколы фундамента этой геосинклинальной области можно предполагать в конце ордовика, когда начались вулканические извержения кварцкратофирового, андезитового, толейитового и щелочно-базальтового состава. Крупную эвгеосинклинальную зону можно наметить между Италией и Корсико-Сардинией; она, возможно, продолжалась далеко к югу и западу. К северу и северо-востоку эта зона трассируется на соединение с Восточными Альпами через зону Сестри-Вольтаджо, отделяющую Северные Апеннины от Пьемонтских Пеннин, и линию Юдикария. Вдоль этих линий, возможно, проходил шов герцинской эпохи, разделявший северную окраину Гондваны и структуры Палеотетиса. В пределах эвгеосинклинальной зоны в течение силура и девона вполне вероятно образование бассейна с корой океанического типа (остатки офиолитовой ассоциации на Корсике и Сардинии, если только эти офиолиты не являются докембрийскими, подобно Внешним массивам Альп). Сейчас здесь в метаморфизованном виде представлены как океанические, так, вероятно, и островодужные комплексы пород. На остальной территории, начиная с Юго-Западной Сардинии, формировались среднепалеозойские комплексы переходного типа — краевых морей и континентального склона. В основном это терригенные, отчасти карбонатные и кремнистые отложения.

Неустойчивость обстановки иллюстрируется локальным распространением перерывов и несогласий между силуром и ордовиком, силуром и девоном, в середине девона. Девонские отложения образованы часто флишем, иногда достаточно грубым с олистолитами, а также фацией карбонатных рифов. Эти образования явно тяготеют к более западным районам этой области (Риф, Бетская Кордильера), что, возможно, объясняется влиянием Палеоатлантики, испытывавшей процесс последовательного закрытия начиная с каледонской эпохи. В конце девона на Корсике и Сардинии появились первые гранитоиды и отмечены угловые несогласия (акадская или бретонская фазы?). Вначале карбона наступает некоторая унификация условий, на всей территории накапливаются маломощные (50—60 м), относительно глубоководные глинисто-кремнистые с радиолариями и тонкие карбонатные отложения турневизе.

С позднего визе вся рассматриваемая область испытывает влияние мощных процессов герцинской складчатости. Это выражается прежде всего в изменении характера разреза: появлении грубых обломочных пород, часто полимиктовых конгломератов, турбидитов, перерывов в осадконакоплении, иногда вулканических кислого состава, рифовых известняков, гранитоидов (намюрские граниты Сардинии). Однако складкообразование (судетская фаза), захватившее смежные территории Иберийского полуострова и герцинид Северной Африки, отмечается здесь лишь в районе Большой и Малой Кабилий и на Корсико-Сардинии. С намюра начинается повсеместное накопление флишоидной формации кульма, которое иногда продолжается до конца среднего карбона.

Позднепалеозойский этап развития Западного Средиземноморья характеризуется господством континентальных условий, образованием молассовых красноцветных и угленосных толщ, местами наземным вулканизмом субсеквентного типа, часто гранитообразованием. Существование здесь герцинских фаз складчатости до сих пор дискутируется. Очень вероятно, что главной для всей этой территории была астурийская фаза складчатости. Морские и полуконтинентальные пермские и средневерхнекаменноугольные отложения распространены лишь в восточной части описываемой области в Северо-Западной Сицилии и Тосканской области Италии (а также в Тунисе), намечая западное окончание эпиконтинентальных морей, связанных на востоке с позднепалеозойским Тетисом.

Ряд исследователей (М. Дюран-Дельга и др.) предполагают, по косвенным данным, и в западной части Средиземного моря, примерно вдоль современных Балеаро-Алжирского бассейна и моря Альборан, в конце палеозоя и к началу триаса морскую зону. Существование особой зоны здесь, вполне вероятно, может быть типа морского пролива, не обязательно глубоководного, по которому осуществлялась

связь в пермский период между бассейнами Тетиса и Центральной Америки (М. Камен-Кайе).

На протяжении всей истории Западного Средиземноморья, если ее анализировать совместно с прилегающими областями Северной Африки, чувствуется влияние двух крупных тектонических регионов – Атлантического на западе и Тетического на востоке. Это выражается в более ясно проявленных в Северо-Западном Марокко магматических, метаморфических и тектонических событиях, синхронных каледонской эпохе, ослабевающих к востоку, в трансгрессиях, распространявшихся на севере Африканского континента от кембрия до девона с запада, а в карбоне и перми с северо-востока и севера (М. Бишоп, А. и Ж. Термье).

Изложенный материал показывает, что герцинские старуцтуры, сохранившиеся в северной части Средиземноморского пояса, и отдельные комплексы палеозойских пород, находящиеся среди альпийских старуцтур, формировались в составе сложной, но единой крупной геосинклинально-океанической структуры Палеотетис. В большинстве рассмотренных районов можно обнаружить те или иные структурно-вещественные комплексы пород, отвечающие палеотектоническим обстановкам шельфа, континентального края, батиклинали, некомпенсированного прогиба, микроконтинента, островной дуги, бассейна с корой океанического типа. Сопоставление их в латеральном направлении позволяет реконструировать с большей или меньшей достоверностью общую картину строения Палеотетиса. С юга эту структуру обрамляла протяженная массивная окраина Гондваны с иными палеозойскими разрезами, о которых речь пойдет в гл. V.

Возникновение Палеотетиса, как нам представляется, уходит корнями в поздний докембрий. Большая вероятность существования отдельных зон сквозного развития позволяет думать, что Палеотетис частично унаследовал положение предшествовавшей ему геосинклинально-океанической области Прототетиса. Вместе с тем в раннем палеозое в результате процессов тектонической и магматической активизации, вероятно, раздвига байкальских субконтинентальных блоков произошло образование обширной геосинклинально-океанической области Палеотетиса. В полном виде эта структура наиболее ясно восстанавливается для девонского времени. В своем развитии она проходит определенные стадии: ордовик–силур – расширение и углубление бассейнов, силур–девон – дифференциация, возникновение островных вулканических дуг, середина визе – конец среднего карбона – скупивание, шарьяжеобразование, складчатость. В позднем палеозое Палеотетис в западной части Средиземноморского пояса уже почти полностью замкнут, на его месте образовалась обширная суша, в значительной части горная.

Все данные убедительно свидетельствуют об отсутствии в северной части Альпийской области и на прилегающих пространствах Скифской и Южно-Туранской плит палеозойских платформенных структур, за исключением Мизийской.

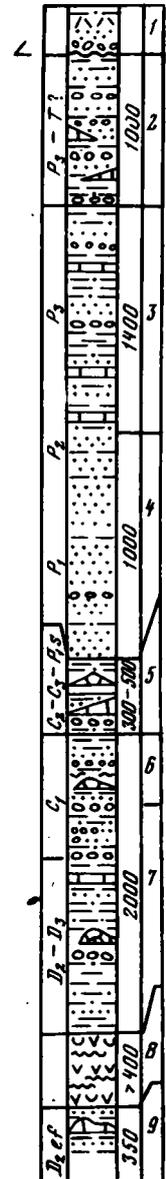
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ОБЛАСТЬ ОСТАТОЧНОГО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ТЕТИСА – ЗОНА РАННЕКИММЕРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Исследователи уже давно обратили внимание на существование в отдельных районах к югу от полосы типичных герцинид Палеотетиса необычных разрезов палеозоя, в которых отсутствуют не только угловые несогласия, но и перерывы в осадконакоплении, синхронные герцинской эпохе. Верхний палеозой представлен в этих районах морскими, терригенными и вулканическими толщами, переходящими вверх согласно в отложения триаса. Общее рассмотрение доальпийской истории тектонического развития Средиземноморского пояса позволяет объединить эти районы в протяженную зону, которая входила в палеозое в состав Палеотетиса, но ее развитие и формирование континентальной коры в ее пределах затянулось до конца триаса. Она находилась на южном краю Палеотетиса, непосредственно примыкая к Гондванскому континенту. В современной структуре эта зона протягивается от южного склона Большого Кавказа через Южно-Каспийскую впадину и южный склон Копетдага до Главного Гиндукушского разлома, где срезается альпийскими сдвигами

Рис. 43. Стратиграфический разрез отложений десковой серии Сванетии

1 — лейас залегает с несогласием на всех более древних отложениях; 2 — гвадарашская свита: кварц-полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы, линзы известняков, в гальке известняков фораминиферы P_1-P_3 ; 3 — чешурирская свита: ритмично чередующиеся филлитовидные сланцы, алевролиты и песчаники с прослоями песчаных известняков и конгломератов, фораминиферы средней и поздней перми; 4 — лайлинская свита (морская моласса): песчаники светло-серые, зеленоватые и слабо-красноватые, плагиоклаз-кварцевые, иногда карбонатные; 5 — бакылдская свита: черные глинистые сланцы и песчаники с линзами известняков и конгломератов, кораллы и фораминиферы башкирского века, фораминиферы сакмарского века; 6-7 — кирарская свита: 6 — темные глинистые сланцы полимиктовые песчаники и гравелиты, единичные прослой кремнистых сланцев, линзы биогермных известняков, кораллы позднего визе — раннего намюра, 7 — полимиктовые песчаники, алевролиты, филлитовидные глинистые сланцы, внутриформационные конгломераты и линзы известняков, кораллы франского (?) века; 8 — утурская свита: хлорит-актинолитовые сланцы, туфоиды и порфириды андезит-базальтового состава; 9 — кванская свита: субаркозовые песчаники, филлитовидные глинистые сланцы, известняковые биогермы, остатки амфинопов и кораллов эйфельского века



и надвигами, сохраняясь лишь в отдельных чешуях, и появляется вновь в южной части северного Памира. Не исключено, что к западу она доходит до Северо-Западной Анатолии и имеет ответвление к югу в Центральном Иране вдоль хребта Ширгешт.

ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В Сванетии давно известен (Г.П. Агалин, С.Г. Букия, П.Д. Гамкрелидзе, И.Р. Кахадзе, В.И. Славин) разрез морских отложений среднего — верхнего палеозоя и триаса (десковая серия), образующих сложно смятое ядро альпийского горст-антиклинория. Нижнеюрские отложения в этом районе залегают с угловым несогласием и глубоким размывом на всех горизонтах десковой серии [Белов, Сомин, 1964].

Стратиграфию и тектонику этого района в последние годы изучали Ш.А. Адамия [1968], М.Л. Сомин, А.А. Белов [1967], Г.А. Чихрадзе, которые доказали непрерывность разреза десковой серии от девона до триаса. Серия подверглась низкотемпературному метаморфизму не глубже хлорит-альбит-мусковитовой субфации [Сомин, 1971]. Сводный ее разрез показан на рис. 43. Следует отметить отсутствие убедительных палеонтологических доказательств верхнего карбона и триаса. Морские также преимущественно терригенные отложения верхнего триаса с норийскими кораллами установлены В.И. Славиным [1958] в западной части зоны Южного склона на р. Мзымта. Взаимоотношения с лейасом там не ясны. В верхах десковой серии обнаружены единичные споры и пыльца поздне триасового облика, но значительная (до 2000 м) мощность отложений, расположенных над горизонтом с фораминиферами низов верхней перми, обнажающихся в непрерывном разрезе и в верхней части сходных с мзымтинским разрезом, позволяет считать присутствие триаса весьма вероятным.

Мощные однообразные, преимущественно терригенные, часто флишоидные толщи десковой серии напоминают разрезы батиклиналиных турбидитных отложений континентальных склонов. Весьма вероятно, что десковая серия накапливалась на южном краю Палеотетиса, у подножья Закавказского массива, представлявшего собой северный край Гондваны. Вулканизм был умеренным, основного и среднего состава. Складчатость в этой зоне произошла перед лейасом, возможно в позднем триасе. Образовавшиеся сложные складчатые структуры были существенно переработаны во время альпийских деформаций. Они представлены сейчас обрывками пликативных структур, часты зоны разломов, будинажа, течения и рассланцевания пород (рис. 44). Однако можно все же установить, что общая вергентность складок десковой серии направлена к северу в отличие от альпийских складок, опрокинутых к югу.

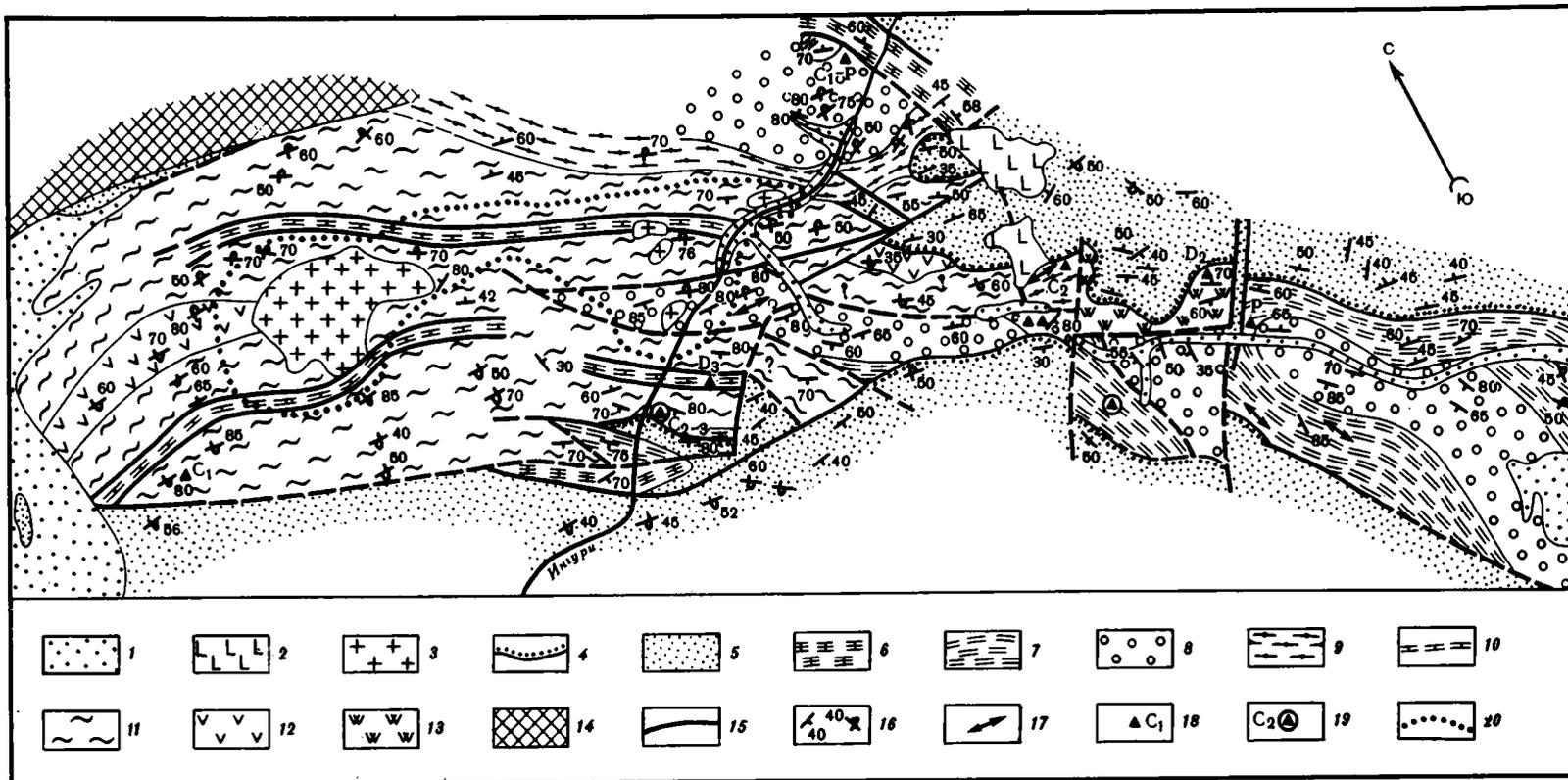


Рис. 44. Геологическая схема северо-западной части Сванетского антиклинория. Составил М.Л. Сомин при участии А.А. Белова

1 – четвертичные отложения и ледники; 2 – мезозойские интрузивные породы основного состава; 3 – мезозойские интрузивные породы кислого и среднего состава; 4 – базальные слои нижнего лейаса; 5 – нижний и средний лейас; 6 – триас (?), гвадарашская свита; 7 – верхняя пермь, челшуринская свита; 8 – нижняя пермь, лайлинская свита; 9 – средний–верхний карбон и сакмарский ярус нижней перми, бакылдская свита; 10 – верхний девон, Франский ярус, маркирующий горизонт песчаников с линзами известняков; 11 – средний–верхний девон–нижний карбон, кирарская свита; 12 – средний девон, утурская свита; 13 – средний девон, эйфельский ярус, кванская толща; 14 – докембрические кристаллические сланцы и палеозойские гранитоиды; 15 – разломы; 16 – нормальное и опрокинутое залегание слоев; 17 – просгираие вертикально стоящих слоев; 18 – места находок ископаемой фауны; 19 – то же, во вторичном залегании (в обломках) или плохой сохранности; 20 – контур контактово-метаморфизованных пород вокруг мезозойских гранитоидных интрузий

Каракульскую и Дарваз-Сарыкольскую зоны разделяет система разломов (Караджилгинский, Аксалытаусский и др.).

Силурийские и девонские отложения Каракульской зоны залегают в виде тектонических клиньев. Стратиграфическое положение и возраст каменноугольных и пермских толщ вызывают большие споры (Е.Ф. Романько, Э.С. Чернер, Э.З. Таиров, Э.Я. Левен, А.Х. Кафарский) [Расчленение . . . , 1976]. На рис. 45 показаны состав, примерные соотношения, возраст и мощности известных в этом районе толщ. Среди пермских отложений Каракульской зоны можно выделить разрезы двух типов, характеризующие две разные структурно-формационные подзоны. В одной из них пермь сложена терригенно-карбонатными отложениями (разрезы карачимского и зулумартского типов), а в другой существенную роль в ее составе играют основные и средние вулканические породы (джингажирская толща).

В Дарваз-Сарыкольской зоне также распространено несколько комплексов пород, возраст, стратиграфия и взаимоотношения которых изучены плохо (см. рис. 45). В низах тузгены-терескейского комплекса много вулканических пород: трахилипариты, дациты, кварцевые порфиры, порфириты, альбитофиры, ортофиры, диабазы и спилиты, а выше преобладают терригенные породы. Огромной мощности сарыкольская серия (6–10 км), сложенная преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, занимает полосу шириной 40 км, где ее моноклинально (или изоклинально) залегающие породы, бедные окаменелостями и не содержащие маркирующих горизонтов, с большим трудом расчленяются на свиты. Возможно, они сорваны со своего основания и нагромождены в виде тектонических чешуй.

В районе оз. Ранкуль известна аспидная формация (более 3000 м), близкая сарыкольской серии. Внутри нее встречаются карбонатно-глинистые стяжения и прослой с многочисленными раковинами аммонитов, напоминающие аммонитико росо. Найденные А.А. Беловым и определенные В.Е. Руженцевым аммоноидеи *Proshumerdites karpinskii* Raus., *Raticuloceras* sp. указали на позднеамюрский возраст слоев (низы среднего карбона), относимых прежде, по палинологическим данным, к низам верхнего карбона.

В бассейне р. Ванч выделена южнодарвазская серия (см. рис. 46, III). Ее породы протягиваются на 150 км на юго-запад в Афганский Бадахшан и затем тектонически выклиниваются. По данным Н.Г. Власова [Расчленение . . . , 1976], они сливаются (?) с нижнекаменноугольными вулканическими толщами Калайхумб-Сауксайской зоны. Это мощная (3000–7000 м) серия осадочно-вулканогенных зеленосланцевоизмененных рассланцованных пород с пластами мраморов, содержащих намюрских кораллов [Чмырев и др., 1977].

Продолжением Дарваз–Сарыкольской и Каракульской зон в Афганистане можно считать зону Хазрет-Султан (хребты Сафедхирс и Ходжа–Мухамед) и Бамиан [Геология..., 1980]. В строении первой участвуют две согласные зеленосланцево-метаморфизованные толщи: песчаников, алевролитов и апоглинистых и аповулканических сланцев (O–D ?, 2900–5500 м) и рассланцованных и зеленокаменно измененных средних – основных вулканитов (C₁ – P?, 1000–1500 м). Отмечены пермские гипербазиты и габбро-плаггиограниты.

После главной герцинской фазы складчатости и шарьяжеобразования в Калайхумб-Сауксайской зоне Северного Памира, произошедшей в предмосковское время, эвгеосинклинальные условия сохранились южнее в Каракульской зоне. Здесь, возможно, продолжались процессы спрединга и новообразования океанической коры почти до конца пермского периода либо они возобновились в перми после паузы в среднем и позднем карбоне. Об интенсивности этих процессов судить трудно, так как элементы пермской офиолитовой ассоциации доказаны в ограниченном числе мест и путаются с аналогичными раннекаменноугольными образованиями. Во всяком случае, в этой зоне, возможно имевшей уже остаточный характер, происходил в перми базальтовый вулканизм океанического типа, формировались габбро-плаггиогранитные интрузии (в Ванчской зоне) и существовали крупные и мелкие острова с биогермными постройками. Вместе с тем в бассейн поступало и большое количество терригенного материала. Мощные сланцевые разрезы Дарваз-Сарыкольской зоны, можно, по-видимому, интерпретировать, как краевые батиклинальные отложения.

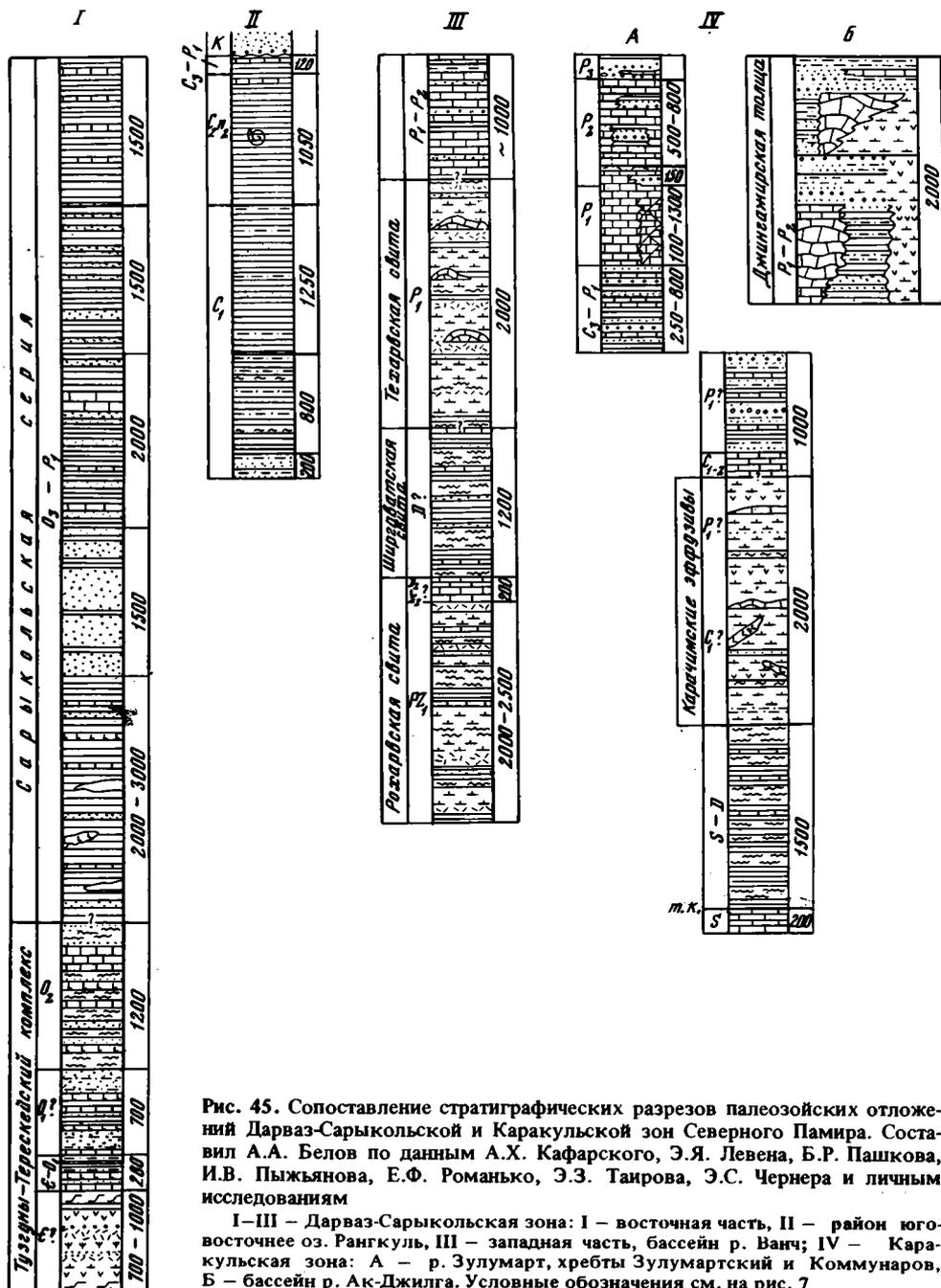


Рис. 45. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозойских отложений Дарваз-Сарыкольской и Каракульской зон Северного Памира. Составил А.А. Белов по данным А.Х. Кафарского, Э.Я. Левена, Б.Р. Пашкова, И.В. Пыжьянова, Е.Ф. Романько, Э.З. Таирова, Э.С. Чернера и личным исследованиям

I—III — Дарваз-Сарыкольская зона: I — восточная часть, II — район юго-восточнее оз. Рангуль, III — западная часть, бассейн р. Ванч; IV — Каракульская зона: А — р. Зулумарт, хребты Зулумартский и Коммунар, Б — бассейн р. Ак-Джилга. Условные обозначения см. на рис. 7

В послепермское время в Дарваз-Сарыкольской и Каракульской зонах произошли складчатость и метаморфизм пород (в зеленосланцевой фации). Точное их время не установлено, так как самые древние несогласно лежащие выше толщи относятся к мелу. Косвенным указанием времени скупивания в этой зоне служат крупные гранитные батолиты Каракульского комплекса (калиевые щелочно-земельные, умеренно кислые породы — кварцевые диориты, диориты, монцитониты первой фазы и порфировидные граниты и гранодиориты второй фазы), прорывающие отложения верхней перми (230—190 млн. лет). Позднетриасово-раннеюрские граниты известны также южнее на Центральном Памире и в Рушанско-Пшартской зоне.

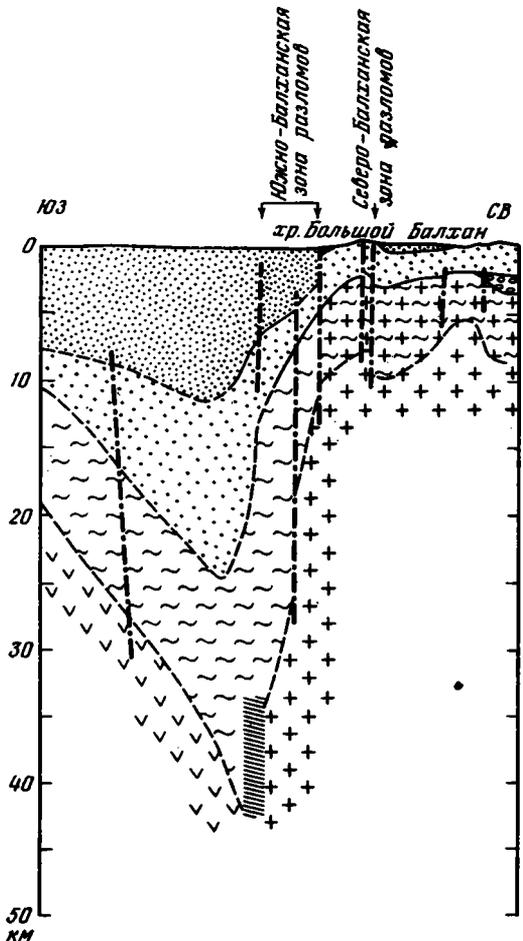
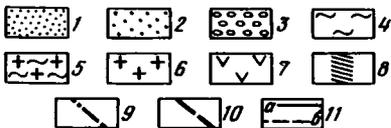
Гранитоидные интрузии, пространственно тяготеющие к южному краю герцинид, имеются и в Северном Афганистане, где они датируются более точно – поздним триасом – ранней юрой. Оценка геотектонического значения распространённых там мощных очень сложно построенных триасовых комплексов вызывает большие разногласия. Некоторые исследователи считают их геосинклинальными (В.И. Славин, В.П. Колчанов, В.В. Кулаков, К.Я. Михайлов и др.), другие – орогенными (К.Ф. Стажило-Алексеев, Ю.М. Довгаль, М.А. Чальян, А.Я. Кочетков, В.И. Дронов, Ю.Г. Леонов и др.). По-видимому, и те и другие исследователи, подчеркивающие разные стороны происшедших здесь событий, будут правы, если рассмотреть эту область в триасе как окраинную геосинклинальную зону, возникшую на герцинском континентальном основании и сменявшуюся латерально к югу океаническими структурами. Действительно, здесь накапливались терригенные морские (с аммонитами) толщи (до 1200 м), иногда полуконтинентальные параллического типа, вулканизм имел орогенный характер – андезито-дациты, реже липариты с повышенной щелочностью и преобладанием К над Na. Вероятно, здесь существовал с раннего до конца позднего триаса краевой вулканический пояс. Мощность вулканических толщ достигает местами 7000 м. Складчатость была в конце триаса – начале лейаса, после чего произошли общие поднятия, горообразование и стали накапливаться в отдельных небольших впадинах уже настоящие континентальные угленосные молассы, иногда также с вулканитами, а затем сформировался платформенный чехол.

Таким образом, и история осадконакопления, и складчатость, и магматизм показывают, что мы здесь имеем краевую часть геосинклинальной зоны, развивавшуюся с палеозоя до конца триаса и относящуюся к ранним киммеридам.

Севернее позднепалеозойский Тетис не сразу сменялся платформенными структурами. Вероятно, его обрамляли краевые моря, развивавшиеся на эпигерцинском платформенном основании. Они были расчленены на глубокие прогибы, подобные Мангышлакскому, и разделяющие поднятия. Образования этого этапа слагают "переходный" или "промежуточный" комплекс, выделяемый на территории Скифской и Южно-Туранской плит геологами-нефтяниками.

Рис. 46. Геолого-геофизический разрез Большого Балхана. Составил Б.А. Хариков по материалам регионального профиля о. Огурчинский–впадина Сарыкамыш

1–5 – отложения: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские, 3 – пермо-триасовые, 4 – уплотненные осадочные палеозойские, 5 – сильно метаморфизованные и прорванные интрузиями палеозойские; 6 – нижняя часть "гранитного" слоя; 7 – "базальтовый" слой; 8 – зона глубинного разлома; 9 – глубинные разломы кристаллической оболочки земной коры; 10 – разломы в осадочном чехле; 11 – границы различных слоев земной коры: а – достоверные, б – предполагаемые



Необходимо отметить, что герцинский и раннекиммерийский этапы развития как бы дополняют друг друга. Герцинский этап на Северном Памире не завершился после главной складчатости образованием гранитоидов и орогенными формациями, которые начали образовываться позже в перми и триасе. И если основные фазы складчатости на западе и востоке Средиземноморского пояса примерно совпадают: визе-башкирский век и норийско-рэтское время, то на западе пояса основные гранитные интрузии батолитового типа образовались близко к судетской фазе, а на востоке, наоборот, близко к раннекиммерийской.

Между Памиром и Сванетией комплекс ранних киммерид выходит на поверхность на западе Северного Афганистана в Туркмено-Хоросанских горах, где он слагает, вероятно, фундамент этой альпийской структуры, и восточнее протягивается узкой полосой к северу от Главного Герирудского разлома в верховьях р. Герируд и в хр. Фирузкох. Доюрские комплексы этих районов изучены еще плохо. В северо-восточном Иране также в слабо изученном районе к востоку от Мешхеда (в Ахдарбанде) под несогласно залегающим лейасом расположена смятая в складки толща обломочных (и ? вулканогенных) пород среднего—верхнего триаса, подстилаемая известняками и доломитами пермо-триаса?, мощной толщей красноцветных конгломератов и песчаников нижнего триаса или перми, верхнепалеозойскими известняками и глинистыми сланцами и кварцитами неизвестного возраста.

В современной структуре вдоль южного склона Большого Кавказа, в Южном Каспии и в Западном Копетдаге зона ранних киммерид отчетливо показана В.И. Шевченко, И.А. Резановым [1971] и Б.А. Хариковым [Амурский и др., 1968; Лыковым и др., 1975] как глубочайший (до 35 км) прогиб, где палеозойский комплекс залегае на базальтовом слое (рис. 46).

И с Кавказа, и из Копетдага зона раскрывается в сторону Южно-Каспийской впадины, которая представляется реликтовой со времени позднепалеозойского Тетиса.

ПРОБЛЕМА РАННЕКИММЕРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Тектонические движения позднего триаса в западной части Средиземноморского пояса не только охватили зону позднепалеозойского Тетиса, но и отразились на гораздо более обширной территории в виде перерывов и смены условий осадконакопления, угловых несогласий, магматических и метаморфических явлений.

На Северо-Западном Кавказе в триасовом прогибе зоны Передового хребта тектонические движения привели к угловому несогласию между средним и верхним триасом. Эта уже давно известная лабинская фаза складчатости рассматривалась Г. Штилле как эокиммерийская. Триасовый прогиб испытал инверсию, начиная со среднего триаса и до начала лейаса. Лейас здесь залегае также с несогласием. Севернее в Предкавказье широко распространены вулканические породы, датирующиеся поздним триасом или рэт-лейасом. Они похожи на вулканы орогенного типа и по времени могут быть связаны с рассматриваемой эпохой тектогенеза. Так, урожайнинская свита (ногайская серия) представлена базальт-андезит-липаритовой формацией, характеризующейся высокой щелочностью пород (до 4% K_2O и до 3,38% Na_2O , по М.С. Бурштару и др.).

Типичная зона раннекиммерийской складчатости — Горный Мангышлак. Он сложен мощными (до 14 км) терригенной морской молассовой и известняково-песчано-сланцевой формациями перми и триаса, интенсивно смятыми перед юрой и выступающими в ядрах платформенных складок [Шлезингер, 1965]. Даже в Крыму в основании эскиординской свиты (T_3-I_2) отмечается резкое несогласие [Шалимов, Миклухо-Маклай, 1960]. М.В. Муратов [1960] считает это несогласие местным, возникшим над отдельными приподнимавшимися участками геосинклинали. Однако, можно ли строго стратиграфически и палеонтологически доказать где-либо в Крыму непрерывность разреза таврической свиты (T_2-I_2) в интервале между триасом и юрой?

Раннекиммерийские движения, вероятно, проявились в Северо-Западной Анатолии. О них сообщает Г. Бергуньян [Bergougnan, 1977] со ссылкой на К. Фуркена. Данные Е. Бингёля [Bingöl, 1976] указывают на деформации перед средним триасом. Интересные сведения приводит Л. Раделли [Radelly, 1970], который указывает

несогласие в основании верхнего триаса (пелиты, песчаники, конгломераты с галькой и крупным олистолитом или покровной пластиной пермских известняков), залегающего на метаморфизованном цоколе (PZ₂?) и каменноугольно-пермских отложениях. Последние представлены флишеидными терригенными толщами с линзами известняков (окаменелости позднего визе-раннего намюра) и аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами с линзами известняков (?P-T), т.е. формацией, напоминающей верхний палеозой десской серии Сванетии.

Аллохтоны пермских известняков, надвинутых на триасовые и раннелейасовые отложения, прослеживаются от берегов Эгейского моря через районы городов Балья, Биленик, Анкара до массива Токат [Sengör, 1979, Bergougnan, Fourquin, 1980]. В районе Анкары они надвинуты на офиолитовый меланж, содержащий блоки пермских известняков, и весь пакет, в свою очередь, надвинут на метаморфическое (герцинское?) основание. Все автохтонные и аллохтонные образования запечатываются средним лейасом.

Г. Бергуньян и К. Фуркен полагают, что в данном районе раннекиммерийская складчатость не имеет отношения к завершению эволюции Палеотетиса, а заканчивает короткое развитие узкого рифта, начавшего открываться в раннем триасе и заполненного триасовыми вулканогенно-осадочными породами: спилитами, диабазами, известняками с галобиями, граувакками, флишем.

В Иране после среднего триаса начались дифференциальные движения, основным результатом которых было прекращение платформенного режима и образование нескольких альпийских структурно-фациальных зон. Вероятно, в это время Иранский микроконтинент подошел к северному упору, в результате чего началась складчатость в зоне позднепалеозойского Тетиса. На юге вдоль Загросской зоны уже существовал океанический бассейн (или рифт). К северо-востоку от нее ясно проявилась слабая позднетриасовая складчатость, после которой стали образовываться поверх эрозионной поверхности рэт-лейасовые преимущественно континентальные угленосные песчаники и глины. Рэт-лейас (или норий-рэт) иногда налегает непосредственно на докембрийское основание. Кроме последнего случая, на контактах с палеозойскими и триасовыми отложениями имеются лишь незначительные угловые несогласия, часто вдоль них присутствуют латеритные коры выветривания и бокситы. В связи с этим Й. Штеклин [Stöcklin, 1968] предполагает, что здесь имели место преимущественно вертикальные движения вдоль разломов с образованием горстов и грабенов. Имеется, однако, одно исключение, где наблюдаются сильная складчатость и резкие несогласия между палеозойско-среднетриасовой и лейасовой толщами. Это зона Керманско-Кашмерского прогиба на востоке Центрального Ирана (хребет Шатори, район г. Кашмер).

Важность этих движений была подчеркнута О. Тиле [Thiele, 1966, 1967], который считал их, однако, герцинскими. В то же время и молодой метаморфизм, и дивергентность структур в районе Гольпайеган и в окружении Большой соляной пустыни принадлежат к этой фазе движений. Известны также небольшой базальтовый вулканизм, связанный с этой фазой и даже юрские (180 ± 5 млн.лет) гранитные интрузии на западе Эльбурса в районе г. Решт. Возраст движений определяется как после среднетриасовый и дорэтский (допоздне-позденорийский).

Существенное значение раннекиммерийских движений для Восточного Эльбурса было недавно подчеркнуто в работах швейцарских геологов [Jenny, 1977; Corsin, Stampfli, 1977]. Время деформаций — позднетриасовое, предпозденорийское. В верхненорийско-рэтских конгломератах и песчаниках отмечен обильный обломочный материал радиоляритов и основных вулканитов, сносившийся с севера из области Южного Каспия, где предполагалась для того времени кора океанического типа либо в виде дна позднепалеозойского Тетиса, поднятого до поверхности, либо в виде складчатой зоны, возникшей на месте океанического бассейна.

Много занимался проблемой киммерийских прогибов А.Е. Шлезингер [1971, 1974 и др.]. Он показал, как исторически развивались представления о киммерийских складчатых зонах и киммерийском тектогенезе (Л. Мразек, Э. Зюсс, Г. Штилле, А.С. Моисеев, М.В. Муратов, В.И. Славин). Большинство исследователей пришли к заключению, что киммерийский тектогенез не стоит в одном ранге с герцинским и альпийским, что в альпийских геосинклинальных областях киммерийская складчатость представляла собой начальные фазы альпийского тектогенеза, причем ее прояв-

ления не привели к завершению геосинклинального развития, что в пределах герцинид киммерийская складчатость проявилась лишь в небольших по площади прогибах. Общий вывод заключался в том, что киммерийская складчатость не образует самостоятельных складчатых систем.

В свете положений, развиваемых в данной работе, и приведенного нового фактического материала в решение этой проблемы должны быть внесены изменения. Прежде всего, видимо, следует различать, следуя Э. Зюссу и Г. Штилле, ранне- и позднекиммерийский тектогенез. Последний завершается складчатостью в конце юры — начале мела и его в Средиземноморском поясе целесообразно включать в альпийский этап в качестве самостоятельной начальной стадии. Охваченные им структуры близки пространственно к альпийским и связаны с ними единством в развитии. К близким заключениям относительно значения и разделения киммерийского тектогенеза на две фазы — раннюю и позднюю — пришли недавно В.И. Славин и В.Е. Хаин [1978; 1980а,б]. Напротив, Ю.Г. Леонов [1971], который может быть первым подметил единство Сванетско-Памирской зоны ранних мезозой, считал их остаточными герцинидами, а поздним мезозойдам придавал самостоятельное значение.

Представляется, что раннекиммерийский тектогенез можно выделять в самостоятельный, поставив его в один ранг с герцинским и альпийским¹. Охватываемые им структуры начинают свое развитие примерно в одно время с герцинскими — в начале или середине палеозоя, а заканчивают позже герцинских — в конце триаса — начале юры, т.е. образуют сквозные герцинско-раннекиммерийские зоны. На завершенности этого цикла указывает ясно выраженная орогенная стадия: верхнетриасово-юрские молассы и субсеквентный магматизм. С раннекиммерийской складчатостью связаны мощные процессы метаморфизма и гранитообразования (Памир, Северный Афганистан).

На востоке Средиземноморского пояса киммериды образуют самостоятельную складчатую систему, вливающуюся в одновозрастные системы Тихоокеанского пояса, а к западу они вырождаются. Г. Штилле [1964] объяснял слабость киммерийских движений в Тетисе "распыленностью" этой складчатости и жесткостью коры, консолидированной варисцидским тектогенезом. По-видимому, дополнительным объяснением будет остаточный характер западного позднепалеозойского Тетиса.

В.И. Славин и В.Е. Хаин [1980а, б] также пришли к заключению о самостоятельности и завершенности раннекиммерийского этапа развития. Однако, этот этап по их мнению, продолжался лишь в течение триасового периода, а раннекиммерийская фаза складчатости заканчивает развитие триасовых прогибов. Действительно, в начале триаса произошло образование некоторого числа новых прогибов, но усиление опусканий происходило и позднее в течение всего триаса и в начале юры. Поэтому, принимая также во внимание, что время начала образования многих прогибов неизвестно (Ейско-Березанский, Крымские и др.) или опускается в палеозой, рубеж перми и триаса не может быть принят за нижнюю границу киммерийского этапа.

Что касается так называемых "киммерийских возрожденных прогибов" [Шлезингер, 1974], то в тех случаях, когда действительно удастся установить время их позднего заложения (Банди-Туркестанский — ранний триас), а именно в этих случаях их можно считать возрожденными, они могут рассматриваться в едином латеральном ряду с геосинклинально-океаническими структурами Тетиса, как структуры, наложенные на край платформы, формирование которых сопряжено с замыканием Палеотетиса и раскрытием Мезотетиса.

По-видимому, нельзя рассматривать вместе с киммерийскими прогибами, т.е. такими прогибами, которые начали развиваться в палеозое или начале мезозоя, а замкнулись в конце триаса — начале юры, такие прогибы, как Гузерицпольский или Тырныаузский, которые начали развиваться лишь в лейасе, а замкнулись в середине или конце мезозоя. Это уже собственно альпийские структуры. Двойственность их трактовки ясно следует из текста работы А.Е. Шлезингера [1971, с. 214].

Итак, в изученном отрезке Средиземноморского пояса зона раннекиммерийской складчатости образует узкую протяженную полосу, которая осталась от развивав-

¹ Раннекиммерийская эпоха заслуживает самостоятельного названия и, вероятно, оно должно быть найдено где-то в центральной или восточной Азии. Одно из уже имеющихся — это "индосиниды" Ж. Фромаже.

шейся в течение палеозоя и триаса геосинклинальной области Палеотетиса. Большая северная часть его после герцинской эпохи нарастила окраину Евразийского континента. В оставшейся зоне позднепалеозойского Тетиса продолжались геосинклинальные процессы, наиболее активные в восточной его части, западная (кавказская) часть имела остаточный характер. Преобладание терригенно-сланцевых флишеидных толщ позволяет предполагать, что большая часть известных нам комплексов этой зоны была сформирована на северном относительно пассивном краю Гондваны.

К рэтскому веку вся эта зона замкнулась. Движения раннекиммерийской эпохи были мощными, они отразились на широкой территории и к северу и к югу от основной зоны. Раннекиммерийский цикл можно считать законченным, он состоит из океанической, переходной и орогенной стадий, которые особенно ярко проявились в восточной части пояса.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФРАГМЕНТОВ ГОНДВАНСКОГО ШЕЛЬФА

В южной части Альпийской складчатой области широко распространены уже совсем иные палеозойские отложения. Они входят в настоящее время в состав альпийских структур, часто находятся в аллохтонном залегании, местами подверглись молодому послепорскому метаморфизму. Но сходство их на огромной территории между собой, а также с палеозойскими отложениями, распространенными к югу от границ Альпийской области в прилежащих районах Африки и Аравии, позволяет считать, что прежде в палеозое они принадлежали какой-то единой крупной структуре. Формационный состав, структура, ряд других признаков позволяют относить их к платформенным отложениям. Такой платформой могла быть только Гондвана, точнее, ее северная шельфовая область. В ее пределах намечаются зоны внутреннего шельфа, внешнего шельфа и континентального склона. Иногда выделяют стабильный и мобильный шельфы, но в любом случае граница между ними очень постепенная и условная.

Здесь приведено описание палеозоя нескольких крупных современных регионов, входивших в бывшую Гондванскую окраину, от Динарид на западе до Южного Памира на востоке.

ДИНАРИДЫ, ЭЛЛИНИДЫ, ОСТРОВА ЭГЕЙСКОГО МОРЯ

Очерк стратиграфии и структуры

Область Динарид, Эллинид и их продолжения на островах Эгейского моря принадлежала северному краю Гондваны и зоне перехода от континента к Палеотетису.

Принципиальная схема тектоники Динарид – Эллинид довольно проста – это система шарьяжных пластин, часто очень сложных в деталях своего строения и взаимоотношений, надвинутых с северо-востока на юго-запад друг на друга и на параавтохтон Приадриатических – Приионических зон. Большинство исследователей [Чирич, 1966; Обуэн, 1967; Белостоцкий, 1978; Kober, 1952; и др.] выделяют в альпийской структуре внутреннюю эвгеосинклинальную и внешнюю миогеосинклинальную зоны, из которых и произошли все шарьяжи. Восточной границей Динарид служит крупный тектонический шов Вардарской зоны, для которого характерны длительное развитие и приуроченность по меньшей мере двух офиолитовых ассоциаций: мезозойско-альпийской и палеозойско-герцинской.

Альпийское покровообразование, несомненно, оказало существенное искажающее влияние на домезозойские структуры Динарид. Однако анализ стратиграфо-тектонических соотношений различных палеозойских комплексов между собой и с триасовыми отложениями показывает, что в течение палеозоя серьезных тектонических перестроек, фаз складчатости и т.д. к западу от Вардарской зоны не было и, следовательно, палеозойские комплексы могли быть перетасованы только в связи с альпийскими движениями. Последние, как показал И.И. Белостоцкий, в основном сохранили латеральную последовательность альпийских структурно-фациальных зон, лишь сместив их друг относительно друга и значительно уменьшив их ширину.

ления не привели к завершению геосинклинального развития, что в пределах герцинид киммерийская складчатость проявилась лишь в небольших по площади прогибах. Общий вывод заключался в том, что киммерийская складчатость не образует самостоятельных складчатых систем.

В свете положений, развиваемых в данной работе, и приведенного нового фактического материала в решение этой проблемы должны быть внесены изменения. Прежде всего, видимо, следует различать, следуя Э. Зюссу и Г. Штилле, ранне- и позднекиммерийский тектогенез. Последний завершается складчатостью в конце юры — начале мела и его в Средиземноморском поясе целесообразно включать в альпийский этап в качестве самостоятельной начальной стадии. Охваченные им структуры близки пространственно к альпийским и связаны с ними единством в развитии. К близким заключениям относительно значения и разделения киммерийского тектогенеза на две фазы — раннюю и позднюю — пришли недавно В.И. Славин и В.Е. Хаин [1978; 1980а,б]. Напротив, Ю.Г. Леонов [1971], который может быть первым подметил единство Сванетско-Памирской зоны ранних мезозойских, считал их остаточными герцинидами, а поздним мезозойским придавал самостоятельное значение.

Представляется, что раннекиммерийский тектогенез можно выделять в самостоятельный, поставив его в один ранг с герцинским и альпийским¹. Охватываемые им структуры начинают свое развитие примерно в одно время с герцинскими — в начале или середине палеозоя, а заканчивают позже герцинских — в конце триаса — начале юры, т.е. образуют сквозные герцинско-раннекиммерийские зоны. На завершенность этого цикла указывает ясно выраженная орогенная стадия: верхнетриасово-юрские молассы и субсеквентный магматизм. С раннекиммерийской складчатостью связаны мощные процессы метаморфизма и гранитообразования (Памир, Северный Афганистан).

На востоке Средиземноморского пояса киммериды образуют самостоятельную складчатую систему, вливающуюся в разновозрастные системы Тихоокеанского пояса, а к западу они вырождаются. Г. Штилле [1964] объяснял слабость киммерийских движений в Тетисе "распыленностью" этой складчатости и жесткостью коры, консолидированной варисийским тектогенезом. По-видимому, дополнительным объяснением будет остаточный характер западного позднепалеозойского Тетиса.

В.И. Славин и В.Е. Хаин [1980а, б] также пришли к заключению о самостоятельности и завершенности раннекиммерийского этапа развития. Однако, этот этап по их мнению, продолжался лишь в течение триасового периода, а раннекиммерийская фаза складчатости заканчивает развитие триасовых прогибов. Действительно, в начале триаса произошло образование некоторого числа новых прогибов, но усиление опусканий происходило и позднее в течение всего триаса и в начале юры. Поэтому, принимая также во внимание, что время начала образования многих прогибов неизвестно (Ейско-Березанский, Крымские и др.) или опускается в палеозой, рубеж перми и триаса не может быть принят за нижнюю границу киммерийского этапа.

Что касается так называемых "киммерийских возрожденных прогибов" [Шлезингер, 1974], то в тех случаях, когда действительно удастся установить время их позднего заложения (Банди-Туркестанский — ранний триас), а именно в этих случаях их можно считать возрожденными, они могут рассматриваться в едином латеральном ряду с геосинклинально-океаническими структурами Тетиса, как структуры, наложенные на край платформы, формирование которых сопряжено с замыканием Палеотетиса и раскрытием Мезотетиса.

По-видимому, нельзя рассматривать вместе с киммерийскими прогибами, т.е. такими прогибами, которые начали развиваться в палеозое или начале мезозоя, а замкнулись в конце триаса — начале юры, такие прогибы, как Гузерилийский или Тырныаузский, которые начали развиваться лишь в лейасе, а замкнулись в середине или конце мезозоя. Это уже собственно альпийские структуры. Двойственность их трактовки ясно следует из текста работы А.Е. Шлезингера [1971, с. 214].

Итак, в изученном отрезке Средиземноморского пояса зона раннекиммерийской складчатости образует узкую протяженную полосу, которая осталась от развивав-

¹ Раннекиммерийская эпоха заслуживает самостоятельного названия и, вероятно, оно должно быть найдено где-то в центральной или восточной Азии. Одно из уже имеющихся — это "индосиниды" Ж. Фромаже.

шейся в течение палеозоя и триаса геосинклинальной области Палеотетиса. Большая северная часть его после герцинской эпохи нарастила окраину Евразийского континента. В оставшейся зоне позднепалеозойского Тетиса продолжались геосинклинальные процессы, наиболее активные в восточной его части, западная (кавказская) часть имела остаточный характер. Преобладание терригенно-сланцевых флишеидных толщ позволяет предполагать, что большая часть известных нам комплексов этой зоны была сформирована на северном относительно пассивном краю Гондваны.

К рэтскому веку вся эта зона замкнулась. Движения раннекиммерийской эпохи были мощными, они отразились на широкой территории и к северу и к югу от основной зоны. Раннекиммерийский цикл можно считать законченным, он состоит из океанической, переходной и орогенной стадий, которые особенно ярко проявились в восточной части пояса.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФРАГМЕНТОВ ГОНДВАНСКОГО ШЕЛЬФА

В южной части Альпийской складчатой области широко распространены уже совсем иные палеозойские отложения. Они входят в настоящее время в состав альпийских структур, часто находятся в аллохтонном залегании, местами подверглись молодому послекорскому метаморфизму. Но сходство их на огромной территории между собой, а также с палеозойскими отложениями, распространенными к югу от границ Альпийской области в прилежащих районах Африки и Аравии, позволяет считать, что прежде в палеозое они принадлежали какой-то единой крупной структуре. Формационный состав, структура, ряд других признаков позволяют относить их к платформенным отложениям. Такой платформой могла быть только Гондвана, точнее, ее северная шельфовая область. В ее пределах намечаются зоны внутреннего шельфа, внешнего шельфа и континентального склона. Иногда выделяют стабильный и мобильный шельфы, но в любом случае граница между ними очень постепенная и условная.

Здесь приведено описание палеозоя нескольких крупных современных регионов, входивших в бывшую Гондванскую окраину, от Динарид на западе до Южного Памира на востоке.

ДИНАРИДЫ, ЭЛЛИНИДЫ, ОСТРОВА ЭГЕЙСКОГО МОРЯ

Очерк стратиграфии и структуры

Область Динарид, Эллинид и их продолжения на островах Эгейского моря принадлежала северному краю Гондваны и зоне перехода от континента к Палеотетису.

Принципиальная схема тектоники Динарид — Эллинид довольно проста — это система шарьяжных пластин, часто очень сложных в деталях своего строения и взаимоотношений, надвинутых с северо-востока на юго-запад друг на друга и на параавтохтон Приадриатических — Приионических зон. Большинство исследователей [Чирич, 1966; Обуэн, 1967; Белостоцкий, 1978; Kober, 1952; и др.] выделяют в альпийской структуре внутреннюю эвгеосинклинальную и внешнюю миогеосинклинальную зоны, из которых и произошли все шарьяжи. Восточной границей Динарид служит крупный тектонический шов Вардарской зоны, для которого характерны длительное развитие и приуроченность по меньшей мере двух офиолитовых ассоциаций: мезозойско-альпийской и палеозойско-герцинской.

Альпийское покровообразование, несомненно, оказало существенное и искажающее влияние на домезозойские структуры Динарид. Однако анализ стратиграфо-тектонических соотношений различных палеозойских комплексов между собой и с триасовыми отложениями показывает, что в течение палеозоя серьезных тектонических перестроек, фаз складчатости и т.д. к западу от Вардарской зоны не было и, следовательно, палеозойские комплексы могли быть перетасованы только в связи с альпийскими движениями. Последние, как показал И.И. Белостоцкий, в основном сохранили латеральную последовательность альпийских структурно-фациальных зон, лишь сместив их друг относительно друга и значительно уменьшив их ширину.

Явления перетасовки, переброса зоны через зону были незначительными. Гораздо более сложной, чем это казалось ранее, представляется сейчас покровная структура островов южной части Эгейского моря (Крит и др.) [Papanikolaou, 1979].

Формационный анализ дает возможность отнести все выходы палеозойских отложений Динарид – Эллинид к двум смежным тектоническим зонам: шельфу Гондванского континента и его континентальному склону. Между ними, по-видимому, существовали постепенные переходы, и это обстоятельство вместе с недостаточной изученностью палеозойских отложений не всегда позволяет четко разграничивать комплексы, относящиеся к той или иной зоне.

Палеозойские отложения шельфовой зоны

К внутренней части шельфовой области относятся выходы палеозоя в прибрежных районах Внешних Динарид и Эллинид. Они протягиваются от пограничных районов с южными Альпами до Пелопоннеса и Крита и представлены преимущественно верхним палеозоем. Основание палеозоя как в автохтоне (?) Адриатического побережья, так и в покрове Высокого Карста неизвестно. В Северо-Западной Югославии расчленение верхнего палеозоя аналогично Карнийским Альпам и Южным Караванкам (А. Рамовш, В. Коханская-Девиде, 1955–1976 гг.). Так, кульмские фации аналогичны среднекаменноугольному флишу Хохвипфель, затем следуют слои, близкие ритму Ауэрниг (С₃), слоям Раттендорф и Трогкофель нижней перми, красноцветным греденским песчаникам и беллерофовым известнякам верхней перми. Стратиграфические перерывы и угловые несогласия, четкие в Южных Альпах, в Динаридах становятся проблематичными и, видимо, скользят по разрезу.

Важным отличием является фациальное замещение к югу трогкофельских известняков обломочной свитой Кошна (район Любляны, Велебиты и др.), представленной глинистыми сланцами, песчаниками, кварцевыми и полимиктовыми конгломератами с мелкими включениями известняков и микрорифами. В районе складок Савы мощность свиты 1000 м. Она датирована фораминиферами ранней перми, но ее нижняя и верхняя границы, вероятно, не изохронны и местами опускаются до карбона или поднимаются до верхов средней перми (рис. 47). В отличие от более внутренних зон Динарид здесь верхняя пермь не красноцветная. В Велебитах в гальке конгломератов Кошна содержатся обломки всего верхнего палеозоя от известняков московского яруса до трогкофельских.

Продолжение краевой платформенной зоны Динарид намечается в Греции, где выходы палеозойских пород имеются на Пелопоннесе, в Аттике, Беотии, в Локриде и Отрисе, на о. Эвбея и далее на Крите и многочисленных островах Кикладского архипелага. Выяснено [Argyriadis, 1978; Aubouin, Dercourt, 1965; Godfriaux, Mercier, 1964; Guernet, 1975; Thiebault, 1975] (Г. Маратос, Г. Маринос, М. Рейхель, С. Ренц, И. Триккалинос и др.), что в сложной покровно-складчатой структуре этой области участвуют палеозойские и мезозойские породы, как: неметаморфизованные, так и метаморфизованные (мраморы с окаменелостями карбона, триаса, перми, юры, мела и палеогена).

Известны тектонические перекрытия неметаморфизованного верхнего палеозоя метаморфизованным мезозоем. Массивы кристаллических пород Аттико-Киклад и Крита (Тайгет, Талео Ори и др.), занимающие наиболее низкое положение и рассматриваемые многими как внешние автохтонные платформенные массивы, в ряде случаев, по мере накопления новых данных, переводятся в аллохтоны [Kuss, 1973] (М. Эптинг и др.). Д. Папаниколау [Papanikolaou, 1979, 1980] указывает, что южнее Родопского массива в Греции нет автохтонных варисских элементов.

В отдельных районах можно предполагать участие в структуре и докембрийских образований, однако их количество уменьшается на картах более позднего издания. На о. Крит докембрийские породы слагают один из верхних покровов и подстилают серпентиниты [Vonpeau, 1972]. Они представлены катаметаморфизованными кристаллическими породами (гнейсами с гранатом, мраморами с диопсидом и др.), возможно происходящими из Пелагонийской зоны.

В Аттике и Беотии имеются разрезы, где неметаморфизованные каменноугольные и пермские отложения перекрывают с несогласием кристаллическое основание,

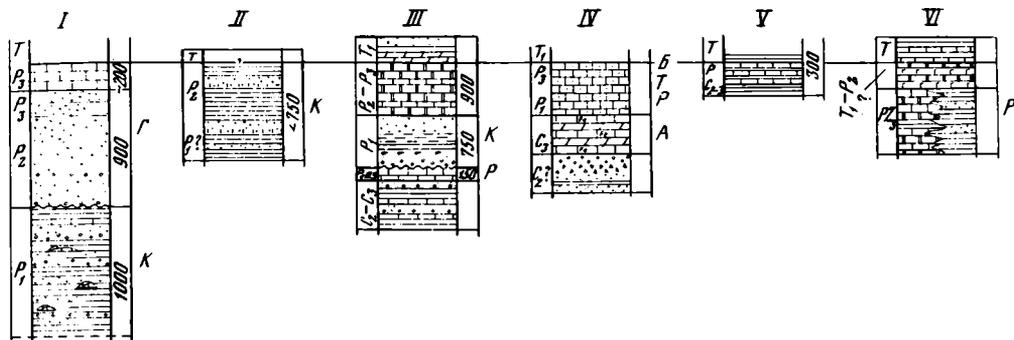


Рис. 47. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозоя прибрежных районов Внешних Динарид (внутренний палеозойский шельф)

I — складки Савы (район Любляны); II — п-ов Истрия, гора Ровинь, скважина [Коханская-Девиде, 1967]; III — Велебиты, Горски Коттор, горы Лика; IV — район городов Будва и Бар [Миладинович, 1964]; V — Атика (серия Белетси); VI — п-ов Пелопоннес, о. Крит. Слон: А — Аузриг, Б — Беллерофон, Г — Греденские, К — Кошна, Р — Раттендорф, Т — Трогофель. Условные обозначения см. на рис. 7

представленное слюдястыми сланцами и мраморами. В их нижней части отмечаются туффиты, туфы и эффузивы кератофиров и кварцевых кератофиров, которые встречаются и выше по разрезу. Затем следуют кварцевые конгломераты, черные глинистые сланцы, песчаники с горизонтами известняков, содержащих окаменелости фораминифер и аммонитов среднего и позднего карбона. Согласно лежащая выше толща известняков подразделяется по фораминиферам на три пермских отдела. Переход от перми к триасу постепенный. Нижний триас представлен регрессивной серией: глинисто-песчанистыми слюдястыми сланцами серого и пестрого цвета с горизонтами известняков, красными песчаниками.

На о. Эвбея среди пород, относимых к палеозою, также имеются мощные толщи мраморов и слюдястых сланцев и неметаморфизованных пород. Отмечается пачка (60 м) зеленокаменных эффузивов (спилиты и диабазы) и зеленых сланцев с глаукофаном. Все эти толщи находятся в сложных взаимоотношениях между собой и с отложениями триаса и юры. Среди неметаморфизованных отложений К. Ренц и К. Гюне описывают черные известняки с фузулинидами московского века, глинистые сланцы, песчаники с остатками растений и следами угля, прослойки литов, конгломераты с галькой кварца и фтанитов, вулканогенные породы. Весь этот набор напоминает некоторые толщи во Внутренних Динаридах, на о. Хиос и разрез карбона Храмоского массива Грузии. Выше залегают пермские известняки и калькодоломиты, глинистые сланцы и конгломераты с прослоями известняков. Им сопутствуют вулканические образования неясной стратиграфической приуроченности, представленные широким спектром эффузивных и пирокластических пород от основных (спилиты, диабазы) до кислых, часто субщелочных (нижний? карбон — средний триас).

Многочисленные обнажения известняков и подстилающих их песчано-глинистых сланцев верхнего палеозоя с известково-щелочными вулканитами в перми имеются на островах Атико-Кикладского архипелага (Саламине, Платониси, Петтас, Трикели, Страбониси, Андрос, Куфонисия, Парос, Антипарос, Микнонос, Гидра и др.) и Крите. В некоторых случаях они охарактеризованы палеонтологически, в других не датированы, но занимают стратиграфическое положение ниже известняков триаса, а на о. Миканос залегают трансгрессивно на гранитах [Parastamatiou, 1964].

Палеозойские отложения зоны континентального склона и краевой части шельфа

К этой зоне отнесены выходы палеозоя Центрального палеозойского пояса Внешних Динарид и Внутренние Динариды, включая Пелагонийский массив (рис. 48).

Основными источниками для написания данного раздела послужили капитальная монография Ф. Кацера "Геология Боснии и Герцеговины" [1926], материалы к VIII конгрессу КБГА 1967 г. и публикации 1955—1978 гг.

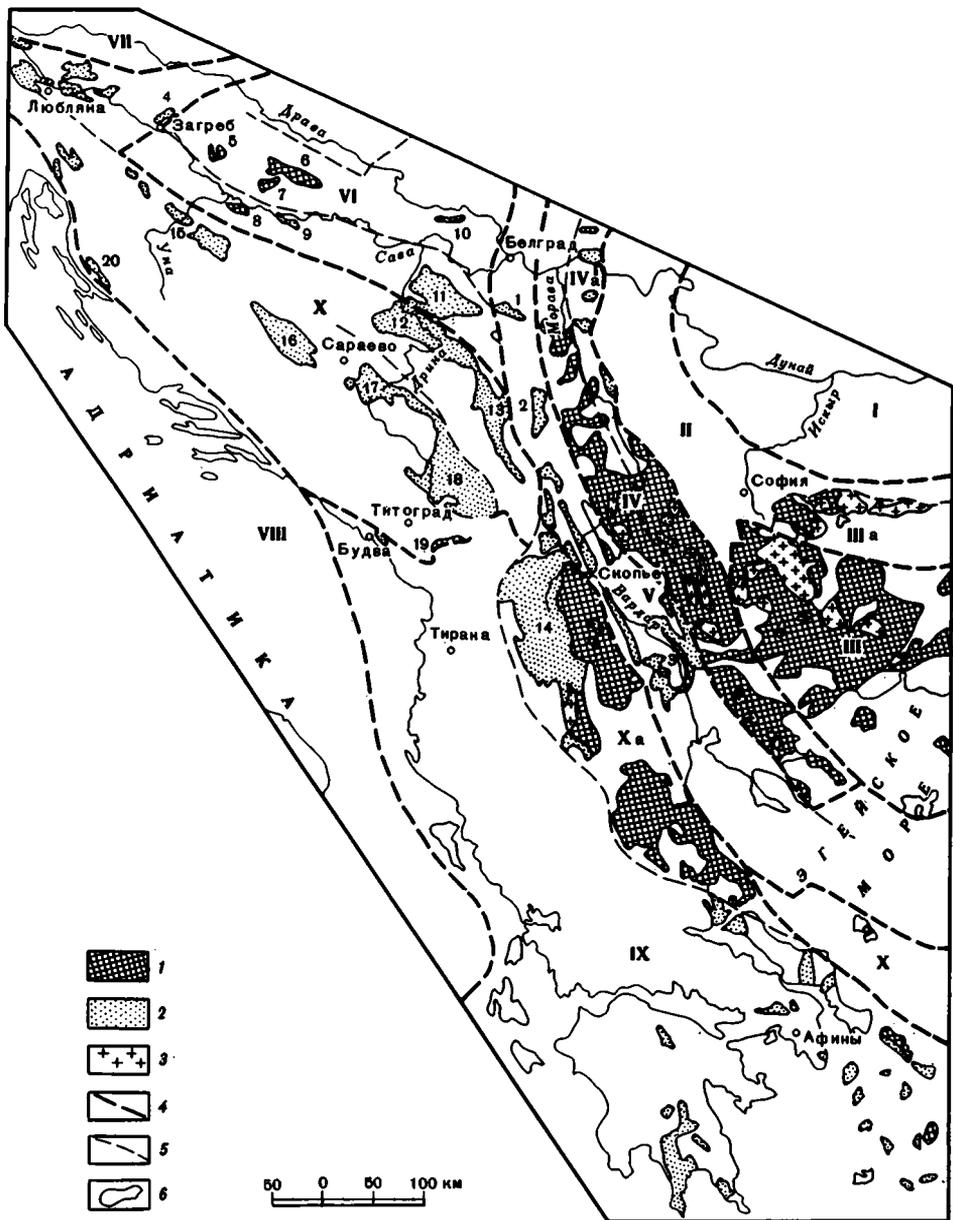


Рис. 48. Географо-тектоническая схема территории Югославии и сопредельных районов

Домезозойские тектонические области: I – Мизийская плита; II–VII – зоны герцинид Палеотетиса: II – зона Старой Планины, III – Родопский массив, IIIa – аллохтонный массив Среднегорья, IV – Сербско-Македонский массив, IVa – Моравская зона (элемент Рановак), V – Вардарская зона, VI – Паннонский массив, VII – зона Восточных Альп; VIII–X – зоны окраины Гондванского континента: VIII – Апулийский массив, IX – зона распространения шельфовых комплексов, X – зона распространения комплексов внешнего шельфа и континентального склона, Ха – Пелагонийский аллохтонный массив. Главные районы выходов на поверхность палеозойских пород: 1 – Шумадийская область, 2 – Копаоник, 3 – Греческая Македония, 4 – Загребские горы, Медведника, 5–10 – островные горы юго-западной части Паннонского массива: 5 – Масловачка, 6 – Папук-Крндия, 7 – Псуния, 8 – Просара, 9 – Мотайице, 10 – Фрушка-горы, 11 – район Ядар, 12 – район Дрина, 13 – район Голийя, 14 – Западная Македония, 15–18 – Центральный палеозойский пояс: 15 – район Саны и Уны, 16 – Среднебоснийские сланцевые горы, 17 – юго-восточная Босния, 18 – Черногория, 19 – Северо-Албанские Альпы, 20 – Велебиты, Лика. 1–3 – выходы на поверхность: 1 – докембрия, 2 – палеозоя, 3 – герцинских гранитов; 4 – границы главных структурных элементов; 5 – крупные разломы и границы тектонических элементов второго порядка; 6 – контуры выходов домезозойских комплексов

Палеозойские отложения залегают здесь в нижней части триасового доломитового покрова Сана, шарьированного на различные мезозойские элементы Внешних Динарид [Blanchet, 1974]. Наиболее древними отложениями являются девонские (рис. 49). Они представлены филлитами и глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков (20–50 м), изобилующих вверху. Окаменелостями доказано присутствие зигена, франа и фамена [Ђурђановић, 1973] (М. Юрич).

Мощную песчано-глинистую каменноугольную толщу, часто сравниваемую с формацией кульм [Bousek, Mihajlovic, 1966], слагают филлиты, графитовые, углистые, песчаные, кремнистые и туфовые сланцы, спилиты, песчаники и реже конгломераты, доломиты и известняки. Часто встречаются отпечатки наземных растений, остатки морской и пресноводной фауны, датирующие ранний (кораллы), средний (кораллы и флора) и поздний карбон (флора). Видимо, верхняя часть этой толщи может включать в себя и нижнюю пермь. В литературе отмечалось сходство части разреза с ритмом Ауэрниг Южных Альп. Верхняя пермь, залегающая с перерывом, начинается с красноцветных конгломератов, сравниваемых часто с веррукано. Выше они сменяются пестрыми песчаниками, именуемыми Ф. Кацером греденскими. Среди последних имеются прослои известняков с беллерофоновой фауной. Триас залегают на перми согласно, может быть с перерывом.

Среднебоснийские сланцевые горы

Доказанный палеозой, как и в районе Саны и Уны, начинается с девона и даже силура (см. рис. 49, II). Имеются ли здесь додевонские, предположительно докембрийские, метаморфические отложения, сейчас неясно. Б.М. Чирич и Г.Р. Гертнер выделяли в этом районе нижний комплекс различно метаморфизованных, вплоть до гнейсов, пород, включая рассланцованные и диафорированные гранитоиды и метариолиты, которые испытали две фазы складчатых деформаций в отличие от девонских пород, испытавших деформации единожды. Непосредственный контакт между ними не установлен.

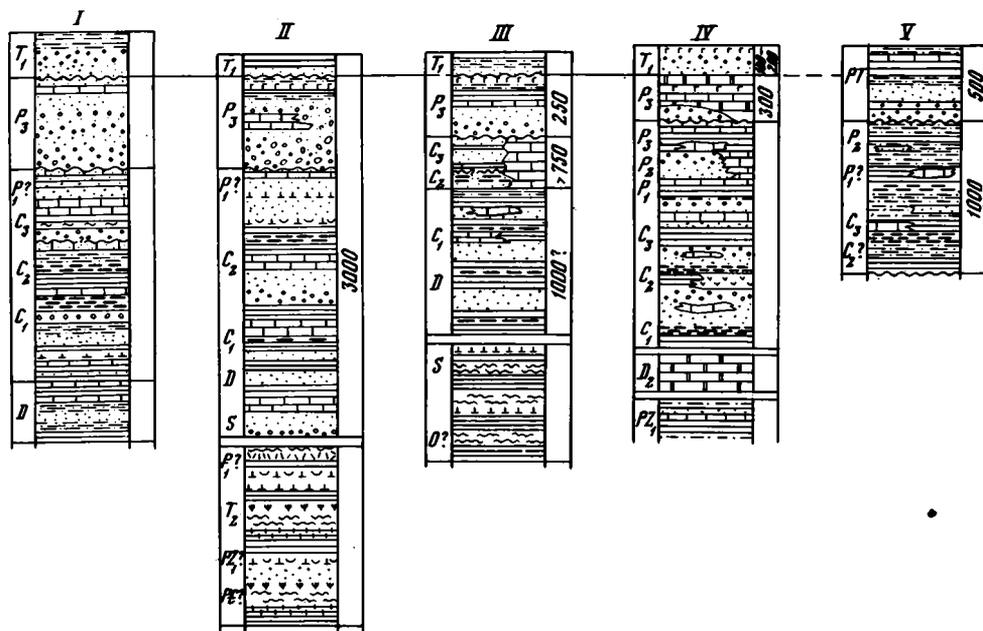


Рис. 49. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозоя Внешних Динарид (Центральный палеозойский пояс)

I – район рек Саны и Уны; II – Среднебоснийские сланцевые горы; III – Юго-Восточная Босния; IV – Черногория (бассейн р. Лим); V – Северо-Албанские Альпы. Условные обозначения см. на рис. 7

В настоящее время в этом районе обнаружены, во-первых, новые альпийские шарьяжи, во время образования которых деформации (и метаморфизм) могли затронуть породы на любом структурном уровне по нескольку раз, а, во-вторых, среди метаморфических толщ — породы триаса и, по-видимому, более молодые [Пантич, 1973; Blanchet, 1974]. Возможно, палеозойское ядро Среднебоснийских сланцевых гор является полностью аллохтонным.

Толща филлитов, глинистых сланцев, песчаников, кварцитов, известняков и мраморов, в верхней части которой присутствуют углистые сланцы, прослой спилитов и туфов, относится к палеонтологически доказанным силуру, девону, карбону и предполагаемой нижней перми. В прослоях конгломератов внутри нее отмечаются гальки рассланцованных гранитоидов. Данные о мощности этой толщи отрывочны — для нижнего карбона свыше 200, для среднего — 350 м. По Ф. Кацеру, общая мощность среднего и верхнего палеозоя 3000 м.

Выше по разрезу выделяются верхнепермские отложения. По рисовке Геологической карты Югославии [Геолошка . . . , 1970] в основании перми или пермо-триаса, залегающих на всех без исключения более древних осадочных и интрузивных породах, просматривается резкое несогласие. Однако все исследователи [Čirić, Gaertner, 1962; Rampoux, 1968; и др.] отмечают отсутствие таковых от девона до юры, несмотря на значительный предпозднепермский размыв и перерыв в осадконакоплении.

Разрез перми довольно изменчив. В основании чаще лежат красно- и сероцветные конгломераты, иногда известняки. Выше часто выделяются слои, сопоставляемые с греденскими песчаниками и беллерофовыми известняками Южных Альп, встречаются пестро- и красноцветные песчано-глинистые пачки и гипсоносные слои. Резко полимиктовые конгломераты и брекчии перми представляют собой типичную грубую молассу. В составе гальки отмечены кварциты, кварц, известняки (часто в виде глыб и крупных клиппенов), филлиты, зеленые сланцы, красные песчаники, спилиты, диабазы и другие вулканические породы, серпентиниты [Кацер, 1926].

Юго-Восточная Босния

В верховьях р. Дрины (см. рис. 48, 49, III) нижняя часть палеозойского разреза также представлена филлитами, слюдисто-филлитовыми и хлоритовыми сланцами. Часть из последних является динамометаморфизованными диабазами. Хотя определенные отсюда граптолиты силура и оказались нижнекаменноугольными конодонтами, в районе г. Прача все же обнаружился настоящий нижний силур, возможно с частью ордовика, благодаря находке *Cardiola interrupta* (по сообщению Б.М. Чирича). Соотношений этой толщи с девонем, представленным глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков (окаменелости нижнего — среднего отдела), не наблюдалось. Девонские отложения переходят согласно в толщи кульма — глинистые сланцы, полимиктовые и кварцевые песчаники с прослоями криноидных известняков и подчиненными лидитами, кремнистыми углистыми и графитовыми сланцами. Фаунистически доказаны отложения визе и намюра. Отложения среднего и верхнего карбона связаны постепенным переходом с нижним карбоном и представлены в фациях кульма (сравниваются с флишем Хохвипфель Южных Альп), песчаников и известняков. Песчаники (С₃?) темно-серые, иногда красноцветные, мелко- и чаще среднезернистые, глинистые. В редких прослоях конгломератов встречается галька характерных сланцев и песчаников нижнего карбона. Возможно, в этом интервале разреза здесь, как и в Южных Альпах, имеется перерыв.

Верхняя пермь залегает с перерывом на подстилающих породах, видимо, налегая на них разными горизонтами. Например, восточнее Фоча беллерофовые известняки лежат на средне-верхнекаменноугольной песчано-сланцевой толще и согласно перекрыты верфенскими слоями [Кацер, 1926]. В целом состав и взаимоотношения перми и триаса здесь и в Среднебоснийских сланцевых горах аналогичны.

Черногория (бассейн р. Лим)

В Черногории (см. рис. 49, IV) наиболее древними отложениями являются слабо метаморфизованные обломочные породы с линзами известняков, в которых найдены конодонты раннего палеозоя (O—S₂) [Đurđanović, 1973], и среднедевонские доломиты и доломитизированные известняки, ограниченные разломами. Более широко

распространены мощные толщи глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и конгломератов в фации кульм. Среди них встречаются прослои известняков, содержащих окаменелости башкирского и московского веков и позднего карбона, отмечаются остатки флоры раннего карбона. В верхней части толщи преобладают различные известняки с окаменелостями перми [Rampoux, 1968, 1974].

Верхнепермские (Р-Т) отложения залегают трансгрессивно без угловых несогласий на каменноугольных породах. Они несколько отличаются от одновозрастных толщ других районов и представлены кварцевыми конгломератами и известняками, иногда доломитами и горизонтами гипса. Известняки залегают непосредственно на глинисто-песчаных отложениях карбона, в них содержится много микрофауны, беллорофоны и остатки других организмов поздней перми. В известняках часто встречаются прослои конгломератов, содержащих гальки и блоки (до нескольких кубических метров) известняков среднего карбона, а в составе цемента — микрофауну среднего карбона в смеси с микрофауной поздней перми. Переход от перми к триасу постепенный.

Северо-Албанские Альпы

В этом районе, по данным И.И. Белостоцкого [1967] и Г.Л. Добрецова, присутствует комплекс образований, отличный от каких-либо рассмотренных на предыдущих страницах. Он представлен двумя толщами, обнажающимися в районе горы Скульбисес. Нижняя (1300 м) сложена основными метазффузивами и альбит-актинолитовыми сланцами, верхняя (500 м) — кварцитовыми слюдистыми песчаниками, филлитами и мраморизованными известняками. Комплекс прорван допозднепалеозойской габбро-гранодиорит-плагιοгранитной ассоциацией интрузивных пород. Этот комплекс фаунистически не охарактеризован, в зоне Дурмитора перекрыт несогласно нижнетриасовыми пестроцветными породами. Возможно, его залегание здесь аллохтонно и он должен характеризовать, скорее, Вардарскую зону, чем Внешние Динариды.

Кроме того, в Северной Албании известны верхнепалеозойские отложения, согласно переходящие в триасовые, аналогичные черногорским (см. рис. 49, V). Следует отметить находки в гальке красноцветных конгломератов гранитов, похожих на граниты, прорывающие отложения карбона и перми в Субпелагонийской (Дримской) зоне.

Внутренние Динариды

Следующая к северо-востоку полоса палеозойских пород протягивается из бассейна среднего течения р. Дрины в Западной Сербии и Восточной Боснии к юго-востоку до района Голийя (см. рис. 48, 50).

В основании палеозойского разреза здесь ранее помещали [Чирич и др., 1967] толщу филлитов, кварцитов, конгломератов и ассоциирующих с ними зеленых диабазовых сланцев, циполинов, а также отмеченных Ф. Кацером [1926] гнейсов и слюдяных сланцев. Фаунистически эти толщи не охарактеризованы. Они обладают специфическими особенностями складчатой структуры и выделялись Б.М. Чиричем и Г.Р. Гертнером в качестве нижнего структурного этажа по отношению к песчано-сланцевой серии девона и карбона, смятой более просто. Непосредственного контакта этих двух групп пород не наблюдалось. Доальпийскую фазу складчатости в этом районе также выделял М. Димитриевич [Dimitrijević, 1970], однако он считал ее герцинской, допермской. В настоящее время возможность обособления перечисленных пород в самостоятельный возрастной и структурно-формационный комплекс подвергается сомнению [Rampoux, 1974]. На Геологической карте Югославии [Геолошка . . . , 1970] они не выделены из состава среднего палеозоя.

Песчано-сланцевая свита девона (?) — карбона состоит из филлитов и песчаников с прослоями мраморов. Она имеет отчетливую флишевую ритмичность, часто именуются кульмом. Ее возраст определяется конодонтами виле, намюра и среднего карбона [Спасов, 1971]. Следующим членом стратиграфического разреза является толща, представленная чередованием различных песчаников, глинистых сланцев, конгломератов. Цвет пород темный, красноватый и зеленоватый. В районе д. Власеница в ней имеются незначительные прослои угля и сланцы с флорой стефана

[Кацер, 1926]. Эта толща датируется пермо-карбоном. Отложения пермо-триаса залегают с четким перерывом, местами на довольно глубоких горизонтах карбона, но без углового несогласия. Разрыв основания подтверждается переотложенными в конгломератах известняками среднего карбона [Rampoux, 1968]. Пермо-триасовые отложения (100–200 м) представлены красноцветными песчаниками и конгломератами, аргиллитами (также зелеными и черными) с горизонтами гипса в основании, переходящими вверх в известняки и известняковые конгломераты с окаменелостями кампильского яруса.

Западная Македония

К Внутренним Динаридам относятся и выходы палеозойских пород в Западной Македонии. Здесь имеется наиболее полный разрез палеозойских отложений, залегающих на древнем метаморфическом основании Пелагонийского массива. Среди кристаллических пород, слагающих это основание, выделяются два протерозойских комплекса, примерно соответствующих нижнему – среднему и верхнему рифею [Арсовски, 1962; Стоянов, 1974; и др.]. Их разделяют перерыв и фаза складчатости и метаморфизма¹. С нижним комплексом связаны формирование гранитоидов и мигматизация на уровне 800–750 млн. лет (Г. Делеон); по другим данным [An outline . . . , 1980], эти явления относятся к рубежу около 1 млрд. лет.

Палеозойские породы слагают широкие пространства к западу от Пелагонийского массива (Дримская – Корабская зона, по Б.М. Чиричу и И.И. Белостоцкому, Субпелагонийская – по М. Арсовски и Р. Стоянову), где они надвинуты на мезозой зоны Мирдита (бывший Пиндский прогиб). Палеозой налегает разными своими горизонтами на разные свиты докембрия. Нижний контакт считается несогласным стратиграфическим, но полной уверенности в этом нет. Одним из веских доводов в пользу отнесения палеозойских отложений Западной Македонии к чехлу метаморфического основания Пелагонийского массива является близость позднепалеозойских гранитоидов (крушевских и прилепских), прорывающих оба комплекса ($302 \pm \pm 5$ млн. лет, U-Pb) к северо-западу от горы Олимп [Yarwood, Aftalion, 1976; и др.]. В нижней части чехла М. Арсовски [1962] выделяет несколько серий (рис. 50, II), сходных с верхами рифея и вендом-кембрием Ирана. Они сложены преимущественно зелеными сланцами (внизу) с вулканитами, кварцитами и конгломератами, в верхах с мрамором. Возможно, эти мраморы, достигающие местами мощности 2000 м, соответствуют серии плетварских мраморов, в которых найдены близ с. Бешиште (гора Пантелеймон) остатки фитопланктона и хитинозоа позднего рифея – кембрия [Грубич и др., 1975].

Выше М. Арсовски выделяет филлитово-шамозитовую серию. Это уже заведомо палеозойская часть разреза. Ее нижний контакт стратиграфический, но не ясно, имеется ли в основании региональный перерыв или есть только местные. Стратиграфия этой части разреза очень сложна и запутана. Здесь, видимо, имеются разновозрастные однофациальные и разновозрастные разнофациальные толщи, которые при бедности органических находок, сложной структуре и разном метаморфизме от анхи- до зеленосланцевой фации трудно обособить. Много уточнений позволили внести находки конодонтов [Спасов, 1971; и др.].

Филлитово-шамозитовая толща (более 500 м) представлена филлитами и альбит-хлоритовыми сланцами, глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и гравелитами, туффитами. Иногда встречаются кварцевые метаконгломераты и известняки в виде линз и прослоев (до 50 м), чаще в верхах толщи. Шамозитовые железные руды относятся к морским отложениям, они представлены алевролитово-глинистыми сланцами, обогащенными железистым шамозитом, шамозитовыми сланцами и кварцевыми песчаниками с железистым цементом, иногда с рудой переслаиваются туфы и диабазы. Условия образования осадочных шамозитовых железных руд отвечают промежуточной зоне между шельфом и подножием, т.е. нижней части шельфа и континентальному склону [Смирнов, 1976]. Описанная толща датируется трилобитами ордовика (И. Антониевич и др.), разнообразными окаменелостями позднего силура

¹ Д.Э. Кожухаров отрицает несогласие, считая наблюдаемые соотношения результатом разломной тектоники, и уверенно коррелирует свиты протерозоя Пелагонийского и Родопского массивов.

Рис. 50. Сопоставление стратиграфических разрезов докембрия и палеозоя Внутренних Динарид

I — район Западной Сербии, Восточной Боснии, Дрогачева и Голия (палеозой типа "дрина"); II — Западная Македония. Условные обозначения см. на рис. 7

[Bouček, Mihajlović, 1966]. Между горами Стогово и Караоман недавно обнаружены кембрийские окаменелости (Р. Радоичич, П. Петровски). Вместе с тем ряд исследователей [Спасов, 1971] (М.М. Чирич и др.) доказывают девонский возраст по крайней мере части аргиллито-шамозитовой толщи. В ней найдены в линзах известняков конодонты жедина, зигена, эмса, эйфеля.

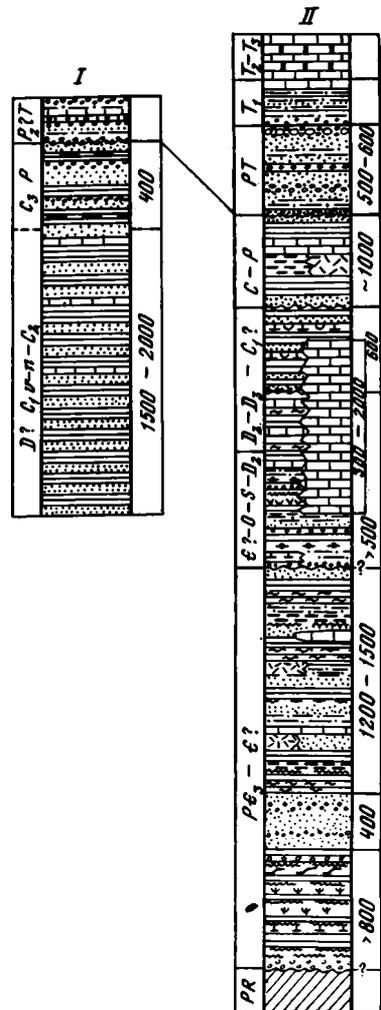
Девон в Западной Македонии представлен, кроме того, в фациях пестрых глинистых сланцев с диабазами и пачками розово-красных криноидных известняков с окаменелостями, затем аргиллито-известняково-лидитовых (эйфель, живет) и известняков (S-D₃), частично рифовых, мощностью от 300 м (р. Таймиште) до 2000 м (горы Бистра, Буковик, Сува гора).

По данным Хр. Спасова, можно условно выделить верхнедевонско-нижнекаменноугольную толщу (600 м). Это глинистые сланцы и песчаники с пачками основных эффузивов и конгломератов в основании, в известняковой гальке которых содержатся ниже- и среднедевонские конодонты. М. Арсовски и Р. Стоянов отмечали для района Шар-Планины в основании девона полимиктовые конгломераты, залегающие, возможно, непосредственно на серии зеленых сланцев.

Сведения о верхнепалеозойских отложениях имеются в работе И.И. Белостоцкого [1967]. Он указывает на территории Албании в Корабской зоне толщу темных глинистых и черных углисто-глинистых, иногда пестроцветных сланцев с подчиненными пластами кварцевых песчаников и известняков. В последних уже на территории Македонии найдены швагерини и другие окаменелости, указывающие, по данным В. Медвенича, на пермский возраст:

Предверхнепалеозойское несогласие не резкое и обнаруживается лишь при анализе взаимоотношений толщ на широких площадях. Отложения верхнего палеозоя прорваны небольшими гипабиссальными телами диоритов, лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, которые известны на правом берегу р. Черный Дрин и в водораздельной части гор Кораб. В Корабском массиве и на северных склонах Шар-Планины распространены эффузивы, туфы и субвулканические тела верхнепалеозойских кварцевых порфиров и порфиритов. Такие же породы отмечались еще Ф. Косматом [Kossmat, 1924] севернее оз. Охрид.

Верхнепалеозойские и девонские отложения перекрыты с размывом и очень слабым несогласием молассами пермо-триаса. Они представлены красно- и пестроцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами с гальками и валунами подстилающих палеозойских пород. Интрузивы гранитоидов, прорывающие толщу верхнего палеозоя, не рвут этих отложений, а их галька встречается в конгломератах. Верхняя граница пермо-триаса с верфеном нечетная, условная. На геологической карте Западной Македонии [Геолошка..., 1970] показаны триасовые отложения, залегающие стратиграфически прямо на нижнем палеозое. Однако истинные соотношения этих комплексов неясны из-за неразработанности целого ряда вопросов стратиграфии и тектоники этого района.



На основании данных по Пелагонийскому массиву представляется наиболее вероятным, что палеозойские структуры Динарид-Эллинид развивались на краю Гондванского континента. Не разбирая докембрийскую историю, отметим, что интенсивные процессы метаморфизма и гранитизации, прошедшие здесь 750–800 млн. лет назад, привели к образованию континентальной коры или достаточно развитого гранитно-метаморфического слоя. Вначале этот слой был относительно тонок и пронизаем, что вполне согласуется с предположением о его положении на границе континента и Прототетиса. В дальнейшем процесс наращивания континента к северу продолжался, о чем свидетельствуют граниты с возрастом 600 и 300 млн. лет, и окончательное оформление континентальной коры произошло, видимо, к середине палеозоя, синхронно герцинской эпохе складчатости¹. Позднедокембрийский этап развития закончился накоплением моласс и вулканитов орогенной стадии, которое без существенного перерыва сменилось накоплением осадков платформенного чехла. Несогласие между чехлом и фундаментом края платформы, так же как и восточнее в Турции и Иране, проходит ниже, в основании венда или в верхах верхнего рифея.

Подробную картину истории осадконакопления в раннем – среднем палеозое трудно воссоздать из-за недостаточности материала. Судя по сходству общего набора пород и некоторых толщ, обстановка здесь была близкой к Южным Альпам, продолжением которых в целом являются Динариды. В более внутренней части шельфа формировались платформенные образования, а ближе к внешней его части и на континентальном склоне обстановка была более контрастной. Здесь в зоне поднятий образовывались мощные рифовые толщи известняков, в трогах – терригенные кремнистые осадки. Вулканизм был очень умеренным. Современные данные не позволяют предполагать здесь каких-либо серьезных процессов складчатости и метаморфизма каледонской эпохи.

С девона, а в большинстве районов с раннего карбона и до конца среднего карбона формировались толщи кульма, отражавшие усиление деформаций в Палеотетисе. Никаких типичных герцинских фаз складчатости в этой области не было [Cigic, Gaertner, 1962], и даже перерывы в осадконакоплении только предполагаются местами перед намюром, средним или поздним карбоном. В отличие от Южных Альп здесь не было и леонской фазы складчатости, и, следовательно, можно думать, что сжатия близ края Гондваны, связанные со сближением континентальных масс, к юго-востоку ослабевали.

Вместе с тем в рассматриваемом секторе Палеотетиса край Гондванской платформы позднего палеозоя находился очень близко от расположенной севернее герцинской складчатой горной области и испытывал большое влияние происходивших там процессов.

В среднем – позднем карбоне параллельно с сохранением условий образования формации кульма началось медленное постепенное нарастание континентальности в бассейнах осадконакопления. Появились относительно приподнятые участки с торфяными болотами, частые выносы грубого обломочного материала с близких поднятий на прибрежные равнины. Местами происходили небольшие вулканические выбросы кислого и основного состава. В ранней перми поднятия всего региона усилились и в морской бассейн стало поступать еще больше галечного и песчаного материала, приносившегося как с запада [Flügel, 1975a], так и с востока. Но область шельфа была достаточно расчлененной и местами в ее пределах образовывались чисто морские осадки, в том числе мощные толщи рифовых известняков. Условия образования свиты Кошна определяются как морское мелководье с отдельными мелкими возвышениями биогермов на дне.

Максимум поднятий всей области приходится на среднюю пермь. Перед поздней пермью наблюдаются повсеместный перерыв и глубокий размыв предшествующих отложений, однако заметных угловых несогласий даже в это время не возникает. Вместе с тем в ряде мест (Мокрые горы в районе Голийя и др.) отмечается пермский вулканизм (риолиты, кератофиры). Отличительный чертой верхнепермских красноцветных моласс в Динаридах является их небольшая мощность, лишь изредка

¹ Л. Гланжо [Glangeaud, 1957] считал, что земная кора Динарид-Эллинид до сих пор еще не достигла континентального состояния.

достигающая 600, а чаще составляющая всего 50–100 м. Это лишний раз подчеркивает их аллофильный [Шатский, 1965] характер в эпиконтинентальном бассейне с преобладающим карбонатным осадконакоплением.

Х. Флюгель в стремлении доказать варисийскую складчатость усиленно обращал внимание на перерывы в осадконакоплении, которые он коррелировал с судетской, астурийской и заальской фазами складчатости, и на метаморфические процессы и гранитообразование позднего палеозоя на Пелагонийском массиве. Перерывы, однако, в этой области связаны с поднятиями, что касается магматизма и метаморфизма на Пелагонийском массиве, то это действительно парадоксальные явления в зоне, где отсутствуют складчатые деформации.

Более продолжительными поднятие и размыв были на внешнем северо-восточном краю Динарид, где отдельные мелкие выступы рельефа существовали вплоть до начала времени накопления беллерофоновых известняков, лежащих местами прямо на средний палеозой. На юго-западе во внутренней части шельфа поднятия, судя по разрезам Велебитов, Лики и районы Будвы и Бара, уже в средней перми сменились опусканиями. На северо-западе вдоль простираения зоны возник лагунный бассейн, где образовались доломиты и эвапориты, а на юго-востоке он сменялся более открытым морем, покрывавшим всю территорию внешних зон Греции. Лагунные условия к концу поздней перми распространились и на область Внутренних Динарид. Д. Папаниколау [Papanikolaou, 1979, 1980] различает в перми Эллинид три палеофациальные зоны (вдоль дуги с юго-запада на северо-восток и с юга на север): внешнюю область морского неритового карбонатакопления (с глинами), промежуточную область эвапоритов, глины и небольшого угленакопления и внутреннюю область андезитового вулканизма с туфами, глинами и известняками. Присутствие андезитов, спилитов, андезитовых базальтов и туфов кальциево-щелочного состава в пермо-триасовых толщах может указывать на внутриконтинентальный или перигондванский рифтогенез, связанный с началом альпийского этапа.

Для позднего палеозоя созданы уже первые принципиальные палеопрофили, хотя не до конца расшифрованная покровная структура Динарид и Эллинид оставляет много возможностей для иных интерпретаций. На рис. 51 на профилях *a* и *b* много общего в левой (шельфовой) части, а в правой — за рифовым барьером Х. Флюгель предполагает открытый океан, а И. Аргириадис — перигерийский прогиб (борозда), в котором соединялись морские и континентальные фации. Мне представляется, что профиль *b* принципиально более правилен для Динарид–Таврида (автор распространяет его и на кавказское пересечение, где обстановка иная, см. профиль *a*). Значительный привнос грубого обломочного материала с севера в конце перми (в Среднебоснийских сланцевых горах, например, в молассах поздней перми присутствуют обломки большинства пород, встречающихся в Вардарской зоне, — зеленокаменные эффузивы, метаморфические сланцы, гипербазиты и др.), отсутствие каких-либо океанических формаций в верхней перми и нижнем триасе и перекрытие несогласно нижним триасом метаморфизованных и складчатых толщ Вардарской зоны не позволяют думать, что севернее был океанический бассейн.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АНАТОЛИЯ, ТАВРСКИЕ ГОРЫ, ИЗМИРСКАЯ ЗОНА

Большая южная и восточная части Анатолийского полуострова принадлежали прежде к Гондванскому континенту. Сюда относятся область Центральной Анатолии, Западный, Центральный и Восточный Тавр с прилежащими участками Аравийской платформы и приграничные районы с СССР и Ираном. Сюда же мною отнесены галатская часть Мизийско-Галатского массива Р. Бринкманна и массивы Кастамону и Илгаз к югу от Синопа (см. рис. 39).

Очерк структуры и стратиграфии

Современная структура Анатолии очень сложна и недостаточно изучена. Таврские горы образованы серией крупных шарьяжей, смятых вместе с автохтоном в складки. Происхождение отдельных шарьяжных систем дискутируется. Крупной проблемой альпийской тектоники этой области является структурное положение массивов

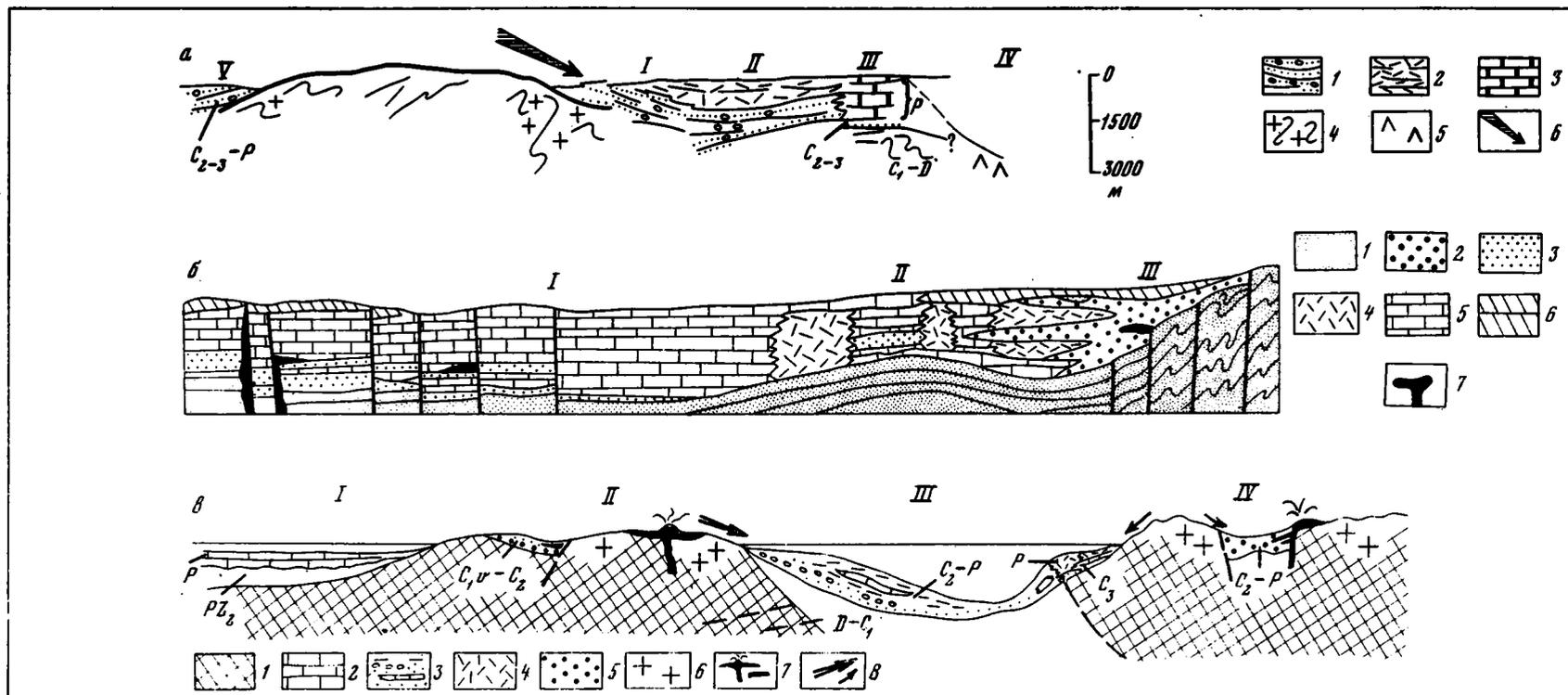


Рис. 51. Концептуальные палеотектонические профили северного края Гондваны в европейском секторе Средиземноморского пояса для позднего палеозоя

a – по Х.Флюгелю [Flügel, 1975]: I – автохтон, II – Высокий Карст, III – палеозойская сланцевая зона, IV – Центральная офиолитовая зона, V – Тосканиды; 1 – отложения внутреннего шельфа (слои Кошна); 2 – доломито-эвапоритовые слои; 3 – краевые образования шельфа (трогкофельские известняки); 4 – складчато-метаморфический фундамент (P₁–P₂); 5 – эвгосинклинальные образования; *b* – направление сноса обломочного материала. *b* – по И. Аргириадису [Argiriadis, 1975]: I – крайняя Африканская область, II – промежуточная область, III – Перигерцинская область; 1 – доколь; 2 – грубый обломочный материал; 3 – тонкий обломочный материал; 4 – рифовые известняки; 5 – слоистые известняки; 6 – доломиты; 7 – эффузии. *в* – по А. Белову, через Кавказ: I – Аравийская платформа, II – Закавказское поднятие, III – реликт Палеотетиса, IV – Перигерцинская область; 1 – складчато-метаморфический фундамент; 2 – известняки слоистые; 3 – терригенные с линзами известняков отложения десской серии Сванети; 4 – известняки рифовые; 5 – грубые молассы; 6 – позднепалеозойские граниты; 7 – вулканические породы; 8 – направления сноса обломочного материала

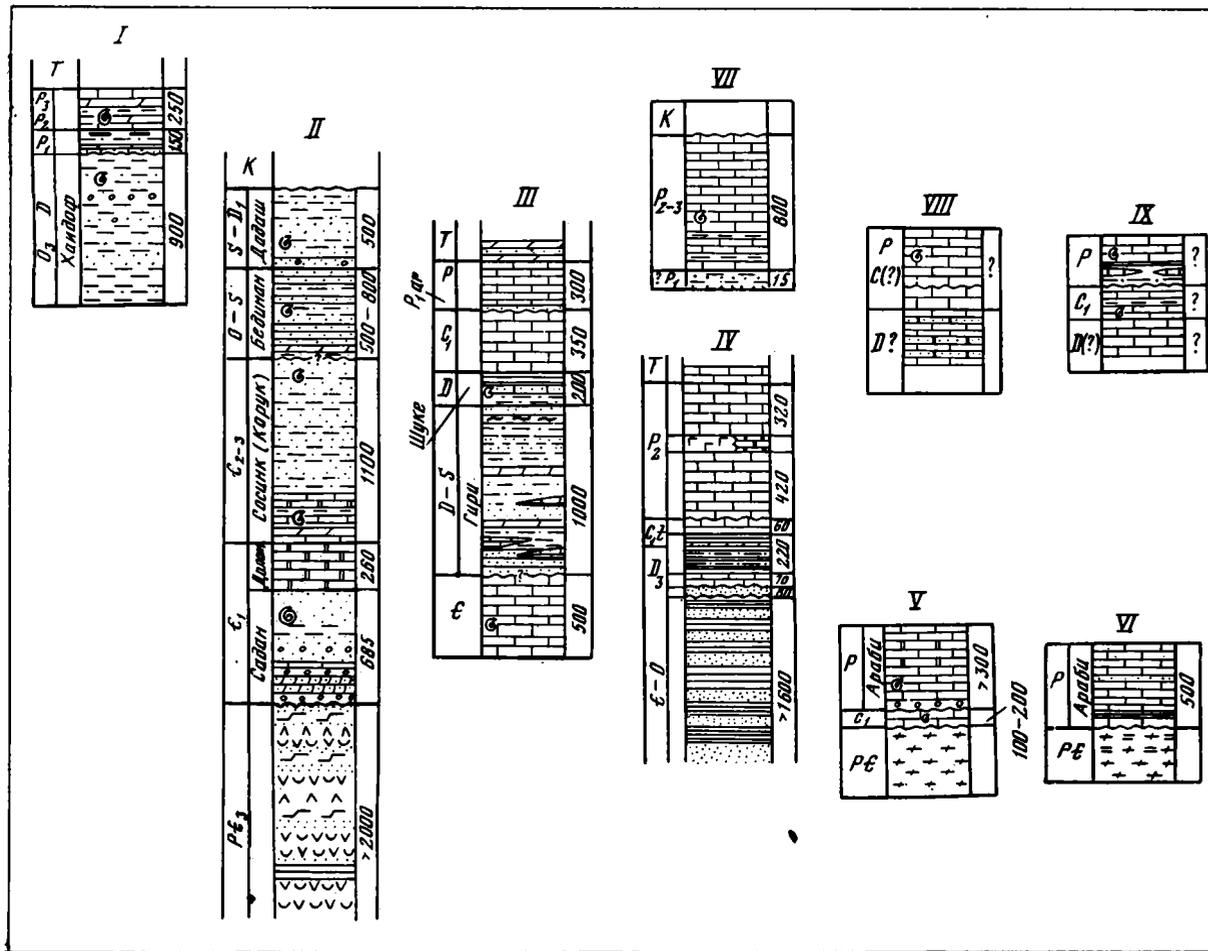


Рис. 52. Сопоставление стратиграфических разрезов Восточной Анатолии

I-III - краевая часть Аравийской платформы: I - район Хазро, Хаджертундаг, II - район г. Мардина, III - район Хаккари; IV - Северный Ирак, Рикардаг; V-VI - Восточный тавр: V - район городов Элязыг и Малатья, VI - массив Битлис; VII-IX - Внутренний Тавр - Арарат: VII - междуручье Кара-су-Мурат, VIII - к юго-востоку от Арарата, г. Догубаязит, IX - район Игдыр-Калос (по данным Х. Хауде, И. Кетина, Е. Алтыли, Аль-Раби Диа, Ф. Байкала, Х. Флогеля, Ф. Афшара). Условные обозначения см. на рис. 7

метаморфических пород. Часть из них — Аланья-Анамюр, Балкардаг, Битлис, так же как и Пелагонийский, находится в аллохтоне. Ставится вопрос об аллохтонности массивов Киршехирского, Мендересского и Аттико-Киклад [Пейве, 1969; Ricou et al., 1976; Brunn et al., 1976]. В Анатолии известны крупные альпийские сдвиги (Келькитский, Эджемиш-чай и др.). Все эти деформации в какой-то мере мешают палеотектоническому анализу в особенности установлению связей с Кавказом и Балканским полуостровом. Однако, с точки зрения доальпийской структуры, комплексы пород, как автохтонов, так и аллохтонов, указывают на принадлежность рассматриваемого региона к Перигондванской платформенной области, к той или иной из ее краевых структур второго порядка. К каким именно, мы пока определенно сказать не можем, но есть данные, указывающие, что здесь существовали отдельные прогибы и поднятия с несколько различающимся чехлом палеозойских отложений [Белов, 1973; Brunn et al., 1976; Schwan, 1972]. Описание палеозойских отложений удобно дать по четырем районам: Юго-Восточной Анатолии, Таврским горам, Центральной Анатолии и Измирской зоне.

Юго-Восточная Анатолия

К востоку от Марашского и других разломов, продолжающих систему Великих Африканских разломов, и к югу от Эрзинджан-Севанской зоны палеозойские отложения выходят на поверхность широко лишь в Восточном Тавре, а на остальной площади известны спорадически (см. рис. 39) и по данным скважин. Они залегают согласно или с перерывом на пестроцветных кварцито-филлитовых толщах (R_3-IC) и с несогласием на сильно метаморфизированных комплексах (R_{1-2}) фундамента платформы [Поникаров, Казьмин, 1965]. В Битлисском массиве Rb-Sr датирование метаморфических пород дало значения 920 ± 224 , 596 ± 88 , 519 ± 37 , 427 ± 54 млн. лет [Yilmaz, 1971]. Они прорваны щелочными монзонитовыми гранитами (по породе $325-351$ млн лет, Rb-Sr). Если это не омоложенные значения, то надо думать, что гранитоиды возникли в герцинскую эпоху как отражение тектонических процессов, происходивших севернее. Их повышенная щелочность по сравнению с подобными массивами Закавказья дает закономерный латеральный ряд.

В районе Мардина кембрий лежит со слабым несогласием на мощной вулканогенно-терригенной серии верхнего рифея — инфракембрия (рис. 52). В его составе преобладают красноцветные терригенные толщи, доломиты и известняки, а в верхах глинисто-песчаные отложения, которые переходят в аналогичные ордовикско-силурийские толщи. Изредка встречаются прослой мергелей, известняков, кремнистых пород и кислых туфов. Перед девонем отмечаются местные перерывы, а в его составе увеличивается доля карбонатных пород. Нижний карбон представлен известняками турне.

В основании верхнего палеозоя установлен региональный перерыв. Нижнекарбонные или девонские отложения везде перекрыты со стратиграфическим несогласием пермскими, правда Р. Бринкманн сообщает об имеющихся в районе Малатьи и Битлиса очень маломощных, но полных разрезах карбона. Средне-верхнепермские преимущественно морские известняковые толщи залегают согласно на нижнепермских либо на более древнем палеозое или докембрии (массив Битлис). В их составе присутствуют местами прослой континентальных отложений, иногда с лигнитом и эвалориты, которые встречаются и в залегающих выше триасовых отложениях. Флора, встреченная в низах средней перми в пограничных районах Турции и Ирана, имеет смешанный гондвано-катазиатский характер (Р. Вагнер).

К северу от Восточного Тавра каменноугольные и пермские отложения находятся в метаморфизированном виде в сложных альпийских структурах. Они представлены известняками и мраморами, филлитами, известняково-глинистыми, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами.

Таврские горы

В Центральном и Западном Тавре палеозой известен в автохтоне и среди пород покровов трех систем: Ликийской, Анталы и Западного Тавра (М. Блюменталь, Ж. Брюнн и др.). Внутреннее устройство покровного сооружения, по данным французских исследователей, коротко изложено в статье А.А. Белова [1973] и моногра-

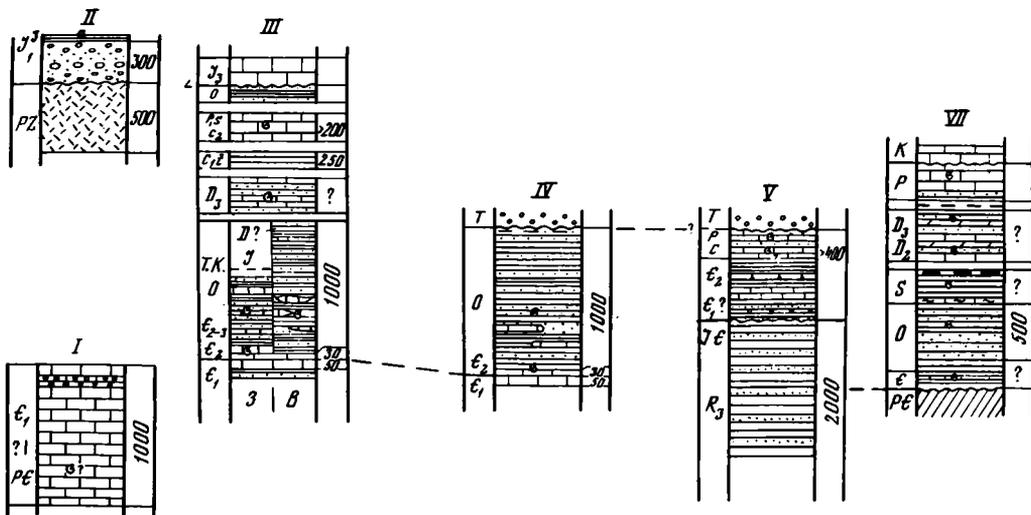


Рис. 53. Сопоставление стратиграфических разрезов автохтона Западного Тавра

I — северо-восточнее г. Афон; II — район Сандыклы; III — Султандаг; IV — район городов Бейшехир и Сейдишехир; V — район сел. Касимлар; VII — м. Анамур — г. Силифке (по данным Ж. Брюнна, Х. Хауде, Х. Флюгеля, М. Блюментала, О. Монода, Ж.Ф. Дюмона, К. Эрентоза, И. Ялчылар и др.). Местоположение разрезов см. на рис. 55. Условные обозначения см. на рис. 7

фии А.Л. Книппера [1975]. Сложность строения и недостаточная изученность в предшествующие годы позволяли по-разному интерпретировать тектоническое развитие Тавра в течение палеозоя. Сейчас большинство исследователей признают его платформенный характер.

Докембрийские образования известны в автохтоне Писидийского Тавра, где они представлены филлитами и кварцитами (R_3 — $I\epsilon$, рис. 53, V), восточнее в районе г. Силифке, где кембрийские отложения залегают с несогласием на эпи- и мезометаморфизованных породах [Эрентоз, 1967], и в горах Аманус. Метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы) иногда встречаются в виде тектонических отторженцев в подошве шарьяжных пластин, но ни об их возрасте, ни о нормальных соотношениях их с какими-либо палеозойскими или мезозойскими отложениями ничего не известно.

Палеозойские отложения находятся как в автохтонном залегании (ϵ — P), так и среди аллохтонных масс (D — P). На схемах сопоставления (рис. 53, 54, 57) показаны наиболее хорошо изученные разрезы палеозойских отложений, указаны их мощности и уровень фаунистических находок, соотношения с подстилающими и перекрывающими слоями. На рис. 55 и 56 показано географическое расположение разрезов. Поэтому ниже будут даны общая характеристика и некоторые сведения, которые невозможно почерпнуть из представленной графики.

Кембрийско-силурийские толщи представлены преимущественно терригенными отложениями, в низах кембрия часты доломиты и известняки. Девонские, в особенности средне- и верхнедевонские отложения представлены известняками и доломитами большой мощности. Каменноугольно-пермская часть разреза также образована преимущественно карбонатными породами. Среди последних встречаются пачки песчаников и глинистые сланцы. Красноцветные пачки известны в кембрии и в верхнем девоне. В основании перми часто присутствуют красноцветные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, иногда с углем. Имеется два уровня бокситов с небольшими месторождениями: в середине средней перми и на границе перми и триаса. С нижним горизонтом бокситов часто связаны прослой песчано-глинистых пород и эффузивов с туфами (метры), представленных альбитизированными кератофирами (Дж. Випшер). Бокситы имеют пизолитовую текстуру и метаморфизованы (диаспориты). Небольшие прослой эффузивов и туфов основного, среднего, субщелочного и кислого состава встречаются в кембрии, девоне, турне и перми.

Интересно отметить, что в автохтоне на северо-восточном окончании Центрального Тавра известны иного типа пермские отложения [Bajkal, 1966]. Западнее г. Магара в районе сел. Ханиери и северо-западнее г. Гюрюн распространены песчаники,

конгломераты, местами с тонкими прослоями аргиллитов и известняков, и оолиты (?). Все эти породы имеют пеструю окраску темно-зеленую, желтую, фиолетовую и красную. Отмечается ритмичность напластования. В толще изобильны остатки растений (определений неизвестно), а в известняковых прослоях имеются водоросли и фораминиферы средней перми. Ф. Байкал сравнивает эти отложения с формацией веррукано.

Наиболее полный разрез палеозойских отложений аллохтонов описан в покрове Хадым в Западно-Таврской системе покровов (см. рис. 57, 4). В разрезе близ селений Ниф и Гёджек в чешуйчатых структурах, относящихся к Ликийской системе покровов (см. рис. 57, 1), в пестроцветном горизонте средней перми присутствуют небольшие потоки спилитов с подушечной отдельностью в ассоциации с туфами и радиоляритами. Выше них в кровле пермских известняков отмечены бокситы, перекрытые с несогласием красными кварцитами нижнего триаса (?), переходящими вверх в известняки и доломиты лейаса. Ассоциация спилитов с радиоляритами свидетельствует, вероятно (если тут нет никакой ошибки), о кратковременном эпизоде расколов и опусканий, предшествовавших более мощным движениям начала альпийского этапа.

Палеозойские отложения автохтона, а также перекрывающие их триасовые и иногда лейасовые отложения подверглись слабому метаморфизму — начальные стадии фации зеленых сланцев. Отличительная особенность всех палеозойских отложений аллохтонных разрезов — их почти полная неметаморфизованность. Исклю-

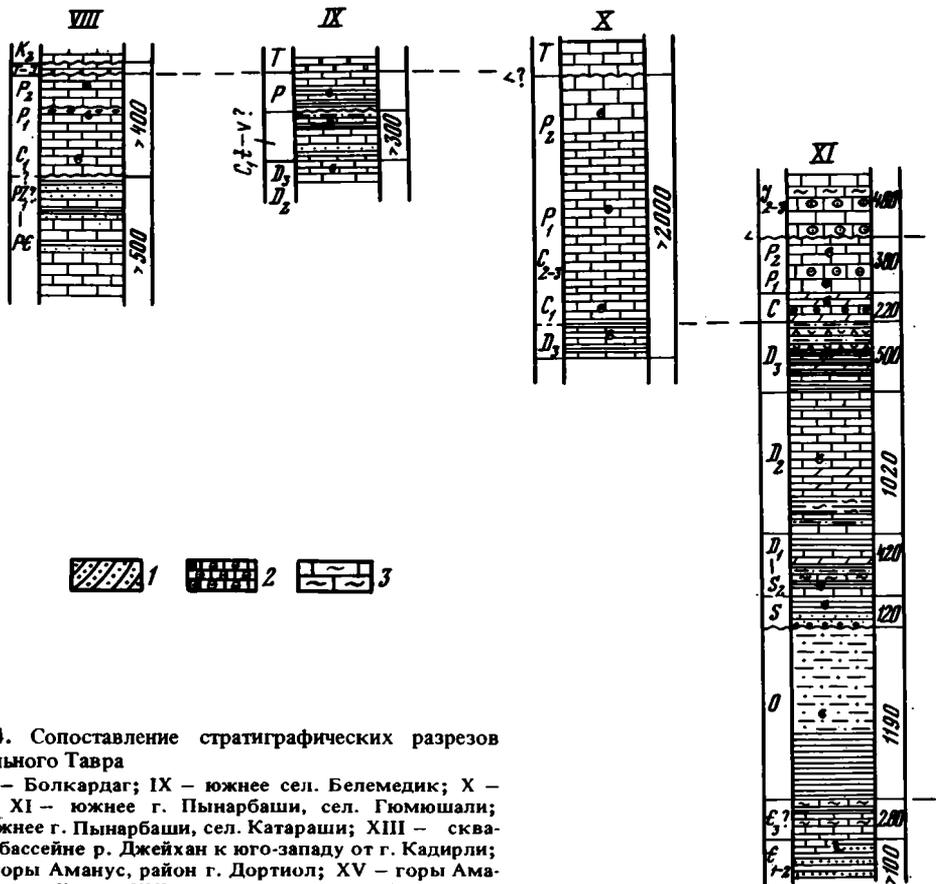


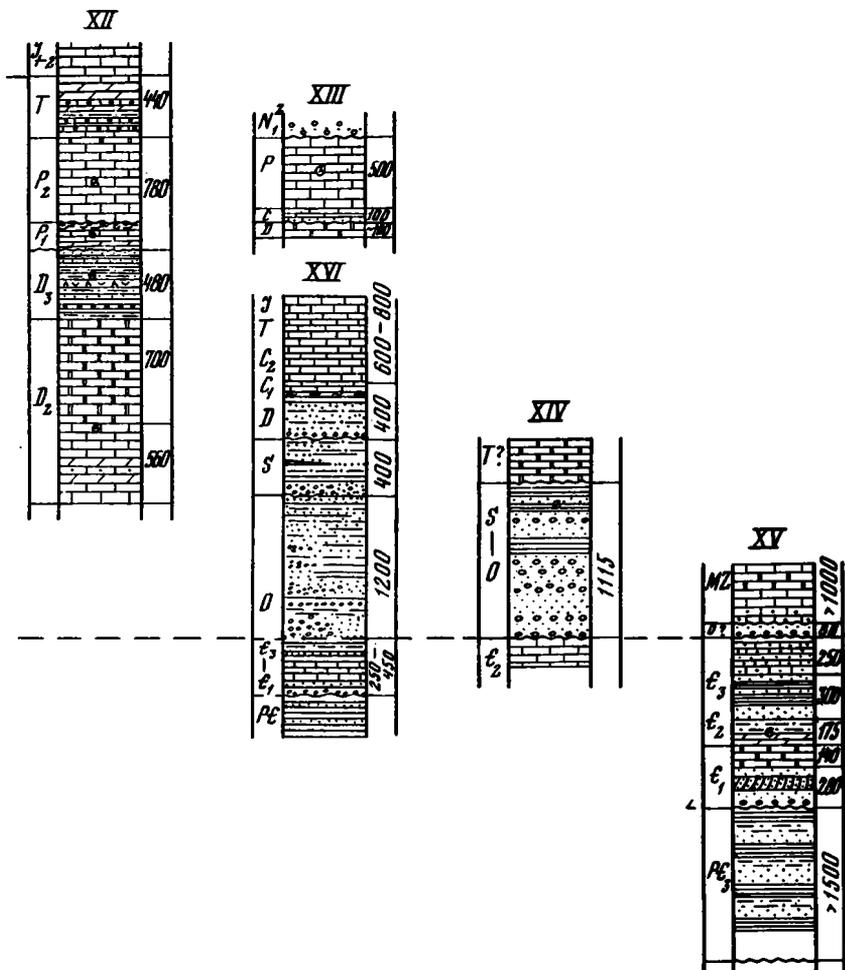
Рис. 54. Сопоставление стратиграфических разрезов Центрального Тавра

VIII — Болкардаг; IX — южнее сел. Белемедик; X — Аладаг; XI — южнее г. Пынарбаши, сел. Гюмюшали; XII — южнее г. Пынарбаши, сел. Катараш; XIII — скважина в бассейне р. Джейхан к юго-западу от г. Кадирли; XIV — горы Аманус, район г. Дортиол; XV — горы Аманус, район г. Хасса; XVI — средняя часть хребта Аманус (по данным М. Блюменталя, Е. Демирташли, Н. Озюля, С. Метина, Дж. Виперна, С.Е. Тасмана, В.Т. Дина, Р. Крумменахера, Р.Е. Ишмави, Л. Ланера, В. Швана, П. Янецко). Местоположение разрезов см. на рис. 56. 1 — песчаники косослоистые; 2 — оолитовые известняки; 3 — кремнистые известняки. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

чением, видимо, является западный Ликийский Тавр, где вдоль южного края Мён-дересского массива пермские, триасовые и лейасовые отложения аллохтона также метаморфизованы.

При сравнении девонских, каменноугольных и пермских отложений автохтона и аллохтонных единиц выясняется следующее: 1) мощности отложений сравнимы, за исключением девонских и карбоновых отложений Западно-Таврской системы, где они резко меньше, чем в автохтоне; 2) по составу пород отложения очень близки, несколько отличается лишь разрез покрова Хадым (см. рис. 57, 4), но даже там общая направленность изменения разреза совпадает с остальными районами; присутствие бокситов, красноцветных пачек, вулканических пород и прослоев угля в нижней перми и в верхах средней – верхней перми нижних покровов Ликийской системы и в покрове района Бедемлы сближает их с автохтоном Мендересского массива, массива Аланья-Анамюр и Центрального Тавра; 3) фаунистические комплексы в породах одинаковы; 4) везде между карбоновыми и пермскими отложениями имеется или может предполагаться (см. рис. 54, X, XI) перерыв большего или меньшего интервала; 5) по соотношениям карбоновых и пермских отложений выделяются покровы Карадаг и Хадым (см. рис. 57, 2, 4), где показаны почти полные разрезы каменноугольной системы; в этом отношении они, возможно, близки разрезам Аладага и сел. Гюмюшали (см. рис. 54, X, XI); 6) соотношения с перекрывающими отложениями и в автохтоне, и в аллохтонных системах разнообразны, разрезы покровов Хадым и Анталья по соотношению с триасом ближе южным зонам автохтона, а разрезы района Бедемлы и Ликийской системы – ближе центральной зоне автохтона.

Таким образом, сравнение автохтонных и аллохтонных разрезов друг с другом и между собой показывает, что палеозойские отложения Тавра формировались в несколько различных, но близких зонах, видимо, в пределах единого, но диффе-



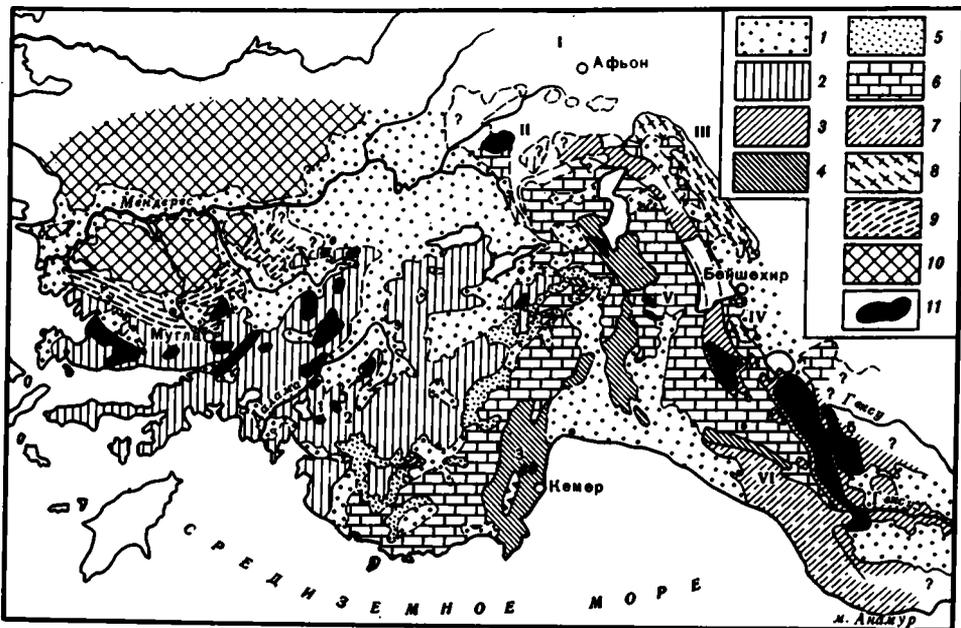


Рис. 55. Схема основных структур Западного Тавра, по Ж. Брюнну и др. [Brunn et al., 1970], с дополнениями, упрощено

1 – посттектонические образования; 2–4 – основные системы покровов: 2 – Ликийская, 3 – Западно-Таврская, 4 – Антали, автохтонные комплексы; 5 – нижний миоцен; 6 – мезозойские карбонатные серии; 7 – массив Аланья; 8 – массив Султандаг; 9 – метаморфизованный осадочный чехол, перекрывающий гнейсы Мендересского массива; 10 – гнейсы Мендересского массива; 11 – выходы на поверхность палеозойских отложений в области развития покровов. Римскими цифрами показано местоположение разрезов автохтона, арабскими – разрезов аллохтонных единиц

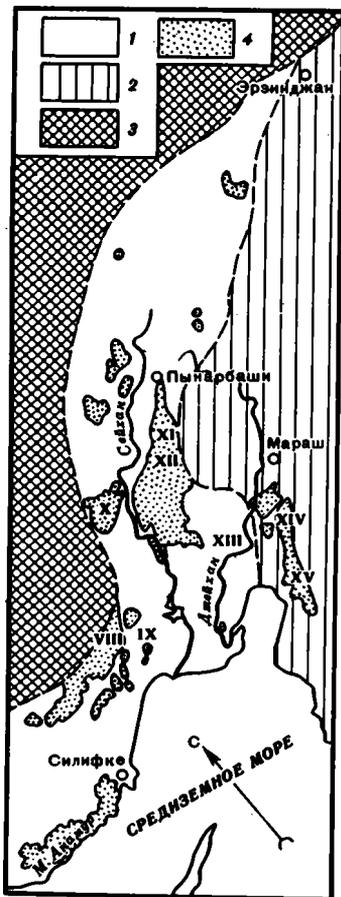


Рис. 56. Схема размещения разрезов палеозоя Центрального Тавра

1 – зона Таврского прогиба; 2 – относительно приподнятая часть эпибайкальской платформы края Гондваны; 3 – зона Центральной Анатолии; 4 – выходы на поверхность палеозойских отложений в Тавре и Аманусе. Римскими цифрами показано местоположение основных разрезов, изображенных на рис. 54

ренированного в отдельные этапы развития бассейна осадконакопления. На единство бассейна указывает и сходство автохтонных кембрий-ордовикских отложений вдоль всей Таврской зоны.

К югу от Тавра на о. Кипр и в пределах акватории Восточного Средиземноморья о палеозойских отложениях почти ничего не известно. Пермские известняки отмечаются в Северо-Кипрском поясе надвигов (хребет Кирения), а гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы — к западу от массива Троодос. По геофизическим данным, фундамент Африканской платформы, прикрытый мощным чехлом, прослеживается к северу до Средиземноморского хребта. Часть моря Леванта, так же как Ионическое море, имеет кору океанического и субокеанического типа. Поскольку вокруг везде распространены древние блоки с палеозойским платформенным чехлом и мезозойские геосинклинально-океанические образования, то можно согласиться с рядом исследователей, считающих Восточное Средиземное море реликтом Мезотетиса.

Центральная Анатолия

В Центральной Анатолии палеозой сильно метаморфизован и поэтому трудно отделяется от докембрийского фундамента, представленного гнейсами и метаморфическими сланцами. Во многих местах имеются палеонтологически доказанные палеозойские отложения, структурное положение которых не всегда ясно.

В массивах Кастамону и Илгаз метаморфическое основание представлено эпизональными толщами филлитов, зеленых сланцев, метаэффузивов и кварцитов [Brinkmann, 1976; Kaaden, 1971]. На нем трансгрессивно залегают ордовикско-силурийские песчано-глинистые толщи с граптолитами (район Арач, Кастамону, Тосья) и средне-верхнепермские светлые фузулиновые и водорослевые известняки (г. Карги). Аналогичные отложения известны в районе г. Амасьи и на Токатском массиве [Kalafatciogly, 1975] (М. Токай). В районе г. Сивас известны известняки с водорослями позднего визе. А. Калафатчиоглу прослеживает ордовикско-силурийские и девонские морские платформенные отложения в районы Джульфы, Догубаязита и в Эльбурс. В области между Султандагом и оз. Тюз, протягивающейся от Эскишехира до Балкардага, и в Кыршехирском массиве известны эпиметаморфизованные отложения (PZ? — PR₃?), залегающие в виде чехла на гнейсах и кристаллических сланцах. Крупные выходы мраморов, филлитов и кварцитов в районе городов Афьон, Конья, Северного Болкардага часто относят к пермо-карбону [Flügel, 1964; Kalafatciogly, 1975]. Фаунистически доказанная пермь имеется в районе Коньи.

Палеозойские отложения в районе Анкары (Эльмадаг) известны со времени работ Е. Шапю. В основании разреза залегают эпиметаморфизованные породы (зеленые, глинисто-сланцевые, графитовые сланцы, филлиты и песчаники), смятые в складки северо-восточного простирания [Bilgütaу, 1960]. И. Ялчынлар находил в них граптолиты (?). Вышележащая толща похожа на кульм, а на ней расположены визе-намюрские известняки или песчано-глинистые отложения, среди которых встречаются горизонты с растительными остатками. Надстраивается разрез известняками с окаменелостями позднего карбона — перми. Пермские отложения резко несогласно перекрыты юрскими, иногда триасовыми, залегающими преимущественно на древних кристаллических комплексах и содержащими в базальных конгломератах гальку палеозойских гранитондов.

Большой интерес вызывает Мендересский массив [Brinkmann, 1976; Brunn et al., 1970] (Р.Д. Шуилинг, И. Ялчынлар, Дж. Випперн, П. Грациански, Д.М. Скотфорд и др.). В его ядре находятся преимущественно очковые гнейсы, образующие куполовидные структуры. Местами среди гнейсов присутствуют небольшие тела гранитов. По краям массив окаймлен мигматитами, сменяющимися метаморфическими сланцами с прогрессивно уменьшающейся степенью метаморфизма по мере удаления от гнейсов и, наконец, мраморами. Метаморфические сланцы (до 1200 м) возникли из песчано-глинистой толщи с прослоями известняков и конгломератов. Мраморы (1000 м и более) содержат несколько прослоев метаморфизованных бокситов, в ассоциации с которыми отмечены маломощные туфы и эффузивы основного состава.

Гнейсы, метаморфические сланцы и мраморы залегают сейчас друг на друге согласно (рис. 58), однако ряд исследователей (Р. Шуилинг, П. Грациански) доказывают,

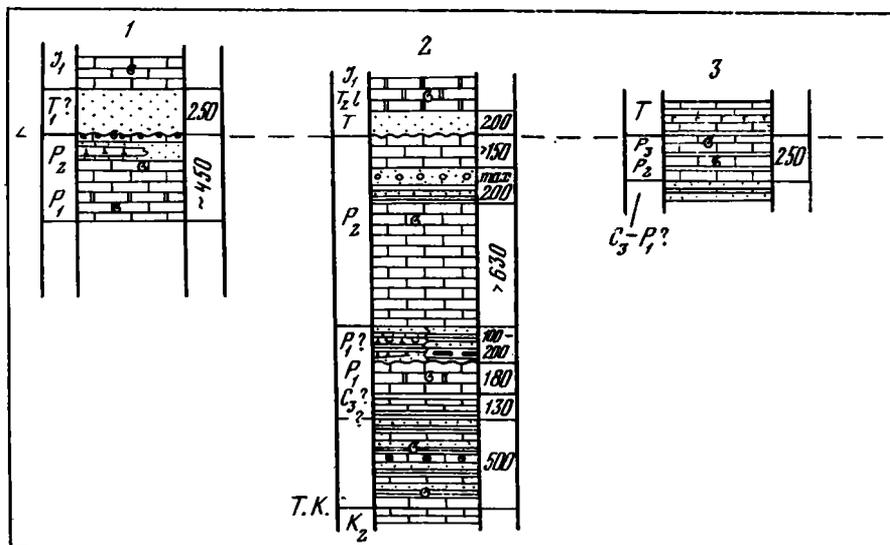


Рис. 57. Сопоставление стратиграфических разрезов аллохтонных единиц Западного Тавра

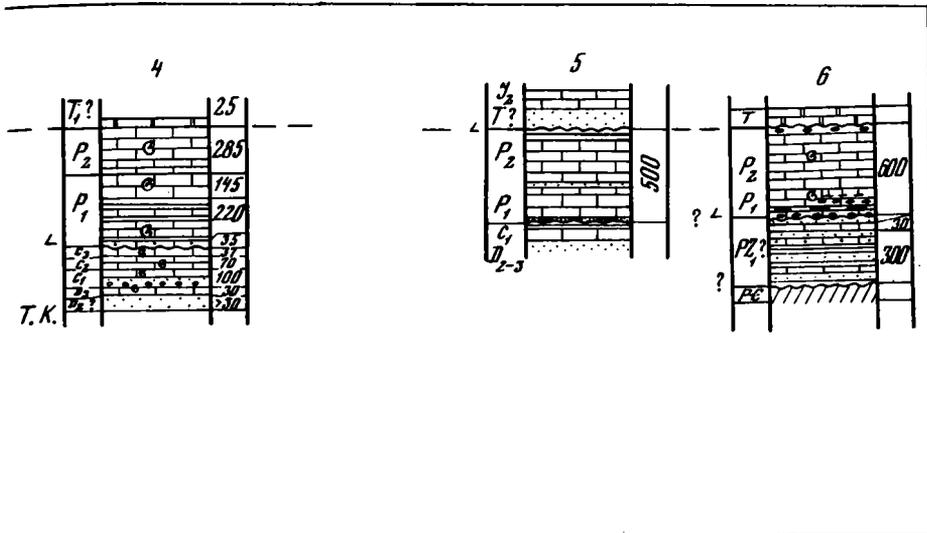
1-2 — севернее Фетхие, Ликийская система покровов (2 — покров Карадаг); 3 — район г. Кемер, покровная система Анталья; 4-5 — Западно-Таврская система покровов: 4 — верхние

что современное состояние возникло в результате наложенных процессов метаморфизма, а первоначально между комплексом гнейсов и сланцевой оболочкой существовало структурное несогласие.

История метаморфических преобразований Мендересского массива была сложной. Предполагается существование первоначально метаморфизованного докембрийского основания. Имеются слабые доказательства герцинского метаморфизма (Р.Д. Шуллинг). Главный метаморфизм, так называемая мендересская кристаллизация, когда были образованы очковые гнейсы, считается мезозойским, так как он затронул и триасово-нижнеюрские толщи. По-видимому, альпийский метаморфизм имел несколько фаз, так как отмечаются метаморфизация меловых известняков и альбитизация пород эоцена (К. Неберт, Ф.Роннер). Изотопное датирование [Brinkmann, 1976] показывает, что очковые гнейсы имеют возраст 490 ± 90 и 525 млн лет (Rb-Sr по породе; по биотиту и мусковиту — 70–20 млн лет), а рвущие их граниты 180–26 млн лет.

Возраст всей последовательности пород, начиная от гнейсов и кончая метаморфизованными слоями их чехла, интерпретируется различными исследователями на основании региональных тектонических и стратиграфических сопоставлений и небольшого количества палеонтологических данных. Серию сланцев обычно относят к нижнему—среднему палеозою, а серию мраморов — к верхнему палеозою или мезозою. Метаморфизованные бокситы при этом рассматриваются либо как аналоги пермских бокситов Тавра, либо как меловые, а линзы метаморфизованных осадочных железных руд в основании сланцевой серии сравниваются с ордовикско-девонскими Анатолии и Балканского полуострова. В пользу палеозойского возраста свидетельствуют также находки табулят, граптолитов (?), пермских брахиопод (беллерофон) и других окаменелостей.

Иное решение проблемы возраста оболочек Мендересского массива может быть получено на основании идеи о его покровном строении. Так, по данным Ст. Дюрра [Dürr, 1975] и В. Феттерса, ядро и оболочки представляют собой слоистое покровное сооружение. Внутренний чехол (сланцевые сланцы, филлиты, кварциты с прослоями мраморов, метаграувак и метабазальтов) является палеозойским. Внешний чехол (мраморы с метабокситам) содержит линзы доломитов с водорослями триасово-юрского облика и в кровле бокситовых горизонтов — рудисты мела. Верхняя часть чехла (небольшой мощности метаизвестняки и остатки флиша) рассматривается как верхнемеловая — нижнетретичная. Между внутренней оболочкой и мезозойско-третичными мраморами отмечаются тектонические клинья метабазитов, серпентинитов и метаморфических пород (см. рис. 59).



р. Гёксу (покров Хадым), 5 — район сел. Бецемли (покров Бейшехир-Хайран); 6 — район г. Аланья (по данным П. Грациански, Ж. Брюнна, Т. Гювенча, С. Мартина, Ф. Пейроне, М. Блюменталья, К. Эрентоза и др.). Местоположение разрезов см. на рис. 55. Условные обозначения см. на рис. 7

Измирская зона

В Измирской зоне и на о. Хиос палеозойский разрез уже иной. Толщи становятся более изменчивыми по фациям и мощностям и имеют батиклиальный характер. Эту зону можно рассматривать как продолжение к востоку Южно-Альпийско-Внутреннединарской области континентального склона Гондваны, хотя иногда ее относят и к шельфу (Г. Кауфман). До позднего палеозоя эта зона может быть сопоставлена также с зоной Южного склона Большого Кавказа.

Геологию Измирской зоны изучали К.А. Ктенас, В. Вайсерлель, В. Пекельманн, А. Дезио, К. Ренц. Много новых данных получено в последние годы [Kalafatcioglu, 1961; Kaufmann, 1965; Höll, 1966; Brinkmann, 1976; Herget, Roth, 1968]. Колонки на рис. 59 дают основное представление о строении палеозойского разреза. Дополнительно отметим следующее. Основанием палеозоя считаются эпиметаморфизованные серии на островах Псара и Спальматори, хотя непосредственные взаимоотношения не наблюдались. В нижней песчано-сланцевой серии содержатся разнообразные окаменелости ордовика—девона кроме зигенских и среднедевонских. Характерным является присутствие лидитов, рифовых известняков, пачек основных и кислых вулканитов, конденсированных разрезов силура — девона. Нижний карбон близок формации кульм. Верхний палеозой залегает с перерывами, несколько разновременными в разных разрезах, и небольшими угловыми несогласиями (перед верхним визе-ранним намяром или в низах C_2). Он имеет морской флишоидный характер с отдельными континентальными пачками (C_2 , о. Хиос). В верхах нижней перми отмечаются регрессивные фации и перерыв. Морские известняки средней—верхней перми перекрываются с перерывом триасом. Палеозойский комплекс смят альпийскими движениями в складки ССВ простириания. Герцинская складчатость проявлена очень слабо.

История тектонического развития

В целом в Анатолии везде, за исключением офиолитовых зон и аллохтонов, прослеживается верхнедевонский более или менее метаморфизованный фундамент. Яснее он выражен в юго-восточной Приаравийской области и с трудом из-за альпийского метаморфизма отделяется в Центральной Анатолии. Если на Аравийско-Нубийском щите известны комплексы с возрастом старше 1 млрд лет, а время консолидации связывается с байкальской эпохой [Flügel, 1964; Казьмин, Поникаров, 1965], то в Анатолии нет никаких сведений о комплексах более древних, чем верх-

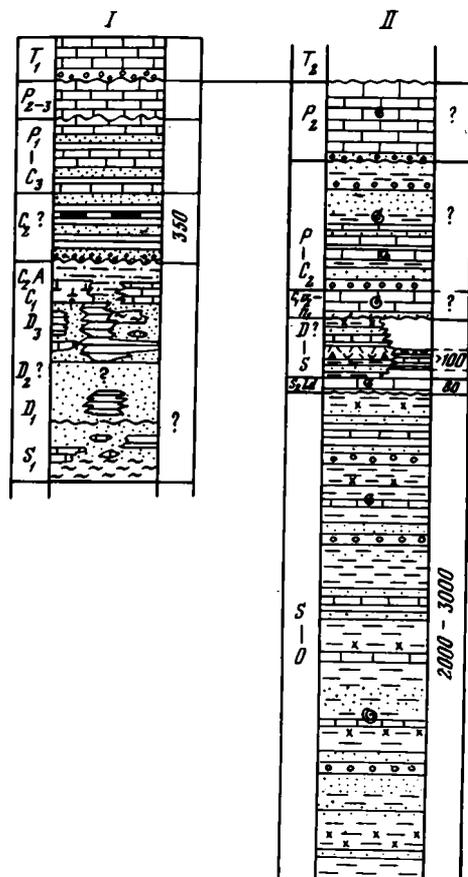
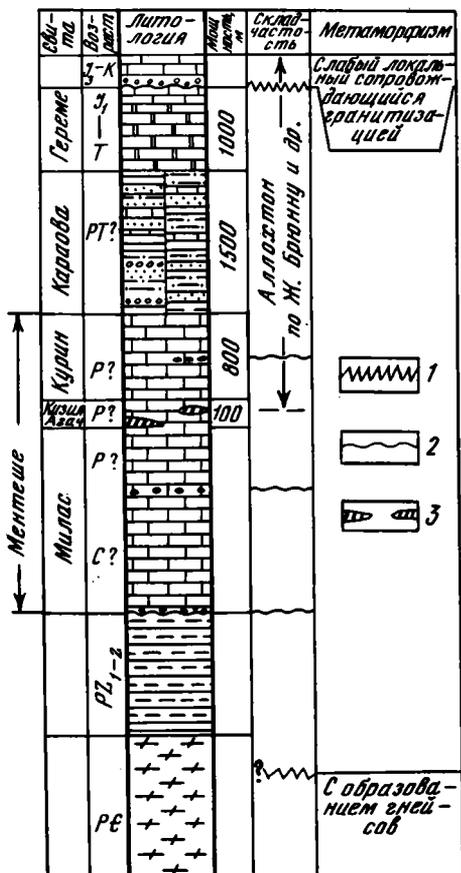


Рис. 58. Историко-тектоническая схема южного края Мендересского массива, по Р. Бринкманну, с дополнениями по Ж. Брюнну и др.

I — фаза складчатости; 2 — стратиграфический перерыв; 3 — линзы серпентинитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

Рис. 59. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозоя Измирской зоны

I — о. Хиос, по Г. Хергеу, В. Роту [Herget, Roth, 1968], Р. Бринкману [Brinkmann, 1976]; II — п-ов Карабурун, по А. Калафатчиоглу [Kalafatcioglu, 1961], Р. Хёллю [Höll, 1966], Р. Бринкманну [Brinkmann, 1966], К. Эрентозу [1967]. Условные обозначения см. на рис. 7

недокембрийские. Формирование чехла началось и там, и там с кембрия или инфракембрия, иногда с ордовика или силура. Таким образом, можно думать, что рифейская геосинклинальная область занимала обширную площадь, распространяющуюся к югу за пределы альпийской зоны. В позднем рифее она завершила свое развитие, причленившись к более древнему ядру Африкано-Аравийской платформы. Нижний кембрий и инфракембрий Юго-Восточной Анатолии, как и Аравийского полуострова и Иранской плиты, имеют орогенный характер. К северу в Центральной Анатолии орогенные комплексы не прослеживаются, и, возможно, там после байкальской складчатости существовали поднятия.

Х. Флюгель [Flügel, 1964] выделял три цикла платформенного осадконакопления: кембрийско-силурийский, девонско-раннекарбонный и пермский. Это деление выдерживается не повсеместно. Как теперь установлено, имелись зоны, где перерывы произошли перед силуром, а силур был тесно связан с девоном [Buggisch, 1973; Preparatory . . . , 1967].

На пассивной Гондванской окраине можно выделить Таврский прогиб [Белов, 1973] с почти полным разрезом палеозоя и два смежных поднятия. К юго-востоку располагалось Приаравийское поднятие (разрезы Хаккари, Джизре, Западного Султандага, Писидийского Тавра), для которого характерны грубый ордовик, терригенный девон и выпадение среднего-верхнего карбона или большей части палеозоя. К северо-западу находилось Центрально-Анатолийское поднятие, где прямо

на метаморфическое основание налагают ордовикско-силурийские или карбон-пермские отложения, а девон неизвестен. В этой зоне, однако, не все ясно из-за альпийского метаморфизма. Склон континента намечается Измирской зоной.

Предсилурийские или преддевонские поднятия совпали как и везде по северному склону Гондваны со временем каледонского тектоногенеза. Герцинская эпоха также отразилась в виде перерывов, регрессий, приуроченных к карбону, и в появлении среди платформенных отложений различных орогенных формаций — красноцветных моласс, угленосных и лагунных отложений, вулканитов, а в фундаменте Битлисского массива и к северу от Эскишехира — гранитов (Pb — 290, а K-Ar — 272 млн.лет). Верхний палеозой Измирской зоны по своему составу и отношению к северной области герцинид и южному Гондванскому шельфу занимает промежуточное положение в ряду изменений от Южных Альп, где в карбоне произошло смыкание Африканского и Европейского материков, до Сванетии, где сохранился остаток Палеотетиса.

Общему опусканию в поздней перми, так же как и в Динаридах, предшествовали почти повсеместные перерывы в осадконакоплении большей или меньшей длительности с образованием местами небольших угловых несогласий (рис. 60). Средне-позднепермская трансгрессия захватила обширные территории [Flügel, 1964]. Карбонатное осадконакопление местами непрерывно продолжалось в триасе, однако во многих местах в краевой части Аравийской платформы перед триасом произошли крупные изменения, выразившиеся в поднятиях, размывах палеозойских толщ, вулканических извержениях, небольших деформациях, накоплении мощных красноцветных конгломератов. Все эти явления отразили процесс раскола краевой части Гондваны и возникновение альпийских структур Мезотетиса. При этом не было общего складкообразования, которое можно было бы связать с позднегерцинскими фазами, как это делает Р. Бринкманн. Угловые несогласия внутри перми или перед триасом едва улавливаются, даже если триас перекрывает кембрийские или ордовиковые толщи, как это имеет место в районе Эгридир в Западном Тавре (Ж. Дюмон). Раннекембрийские движения отмечаются в Центральной Анатолии (Х. Бремер) и в Понтидах, где лейас залегает несогласно на предтриасовых образованиях.

ЗАКАВКАЗСКОЕ КРАЕВОЕ ПОДНЯТИЕ (МАССИВ)

Между зоной Южного склона Большого Кавказа и Эрзинджан-Севанским офиолитовым поясом из-под мезозойско-кайнозойских отложений в нескольких местах выходят на поверхность метаморфические породы, образующие фундамент Закавказского массива, включающего и восточную часть Черноморской впадины. Сейчас это мозаика фрагментов прежде единого структурного элемента, расколотого и деформированного в процессе альпийского геосинклинального развития и складчатости.

Местами метаморфические комплексы перекрыты остатками чехла верхнепалеозойских орогенных образований. Вопрос о принадлежности Закавказского массива к области герцинской либо байкальской (салаирской) складчатости еще не совсем ясен и оживленно обсуждается в геологической литературе [Адамия, 1968; Белов, 1967; Гамкрелидзе П., Цагарели, 1968; Гамкрелидзе И., 1976; Муратов, 1969, 1977; Хаин, 1970, 1977], хотя в данной работе эта структура отнесена к краевому поднятию эпибайкальской части Аравийской платформы. При решении этого вопроса мы должны учесть следующее.

В доюрском фундаменте Закавказья нам известно несколько различных и разновозрастных комплексов пород. Наиболее древний из них представлен на Дзирульском, Храмском и Локском выступах мигматизированными двуслюдяными, биотитовыми и биотит-гранатовыми кристаллическими сланцами с прослоями амфиболитов и роговообманковых гнейсов — продуктов метаморфизма пелитов и основных вулканитов и габброидов. Большое значение в составе комплексов имеют плагиогранито-гнейсы [Заридзе, 1970] (Г.М. Заридзе и Н.Ф. Татришвили — ряд работ). Известны мелкие тела серпентинитов. Возраст комплекса пока никак не обоснован. На Дзирульском выступе он, вероятно, докембрийский, так как кембрийские мраморы относятся к следующему, более слабо метаморфизированному комплексу пород.

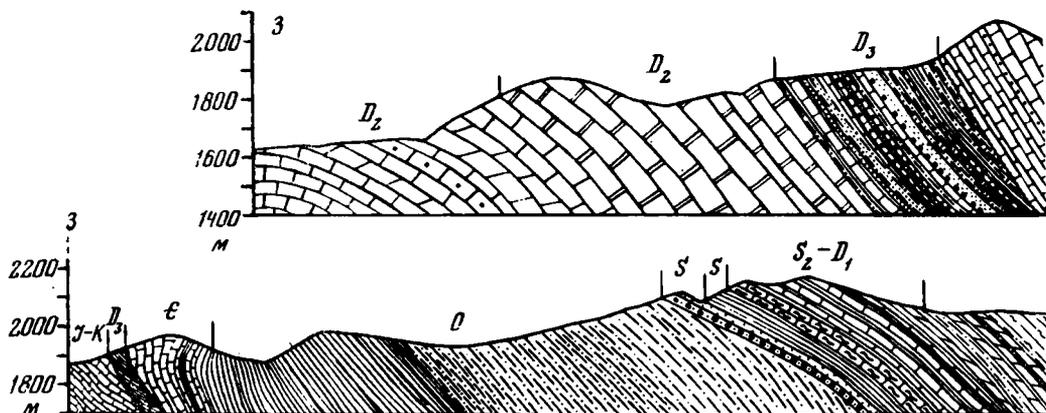
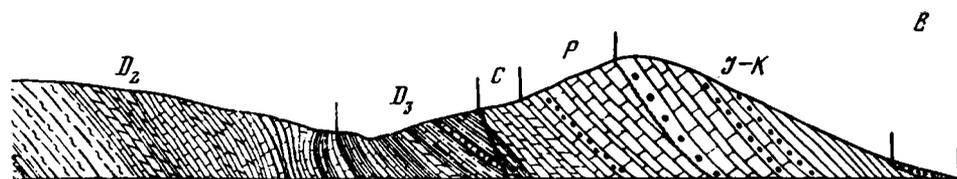
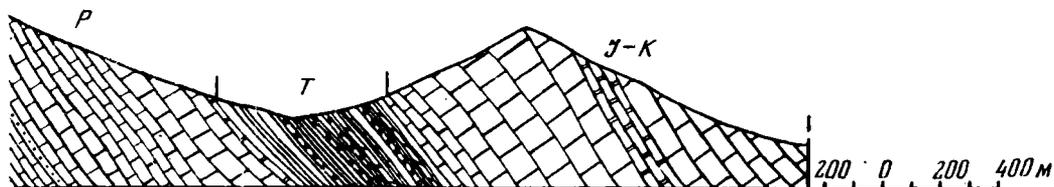


Рис. 60. Геологические профили через Центральный Тавр, по Э. Демирташли [Preparatory . . ., 1967]
Условные обозначения см. на рис. 7

Последний представлен зелеными аповулканогенными актинолитовыми, хлоритовыми и хлорит-серицитовыми, слюдяными и графитовыми сланцами, филлитами, рассланцованными алеволитами и песчаниками. С ними связаны тела диабазов, порфириров и габбро-диабазов. На Дзирульском выступе к этому же комплексу относятся мраморы с раннекембрийской фауной и конгломераты с плагиигранитной галькой, имеющей возраст 517 млн. лет (К-Аг, данные М.Б. Абесадзе, Г.К. Цимакуридзе, М.М. Рубинштейна). Однако какой-либо последовательности разреза этих пород там обнаружить не удастся, настолько они тектонизированы. Несомненно ошибочно сообщение [Кожухаров, Боянов, 1977], повторенное В.И. Шевченко [1974], о залегании этого комплекса с несогласием и базальными конгломератами в основании (с гальками гранитов и других сиалических пород) на кристаллическом фундаменте, в чем автор убедился в совместных маршрутах с М.Б. Абесадзе. Упомянутые конгломераты вместе с кварц-порфировыми туфами образуют вулканогенно-обломочную свиту верхнепалеозойского типа [Абесадзе, 1975; Гамкрелидзе И., 1976]. Мы видели там в узкой (~ 2 км) полосе, зажатой между гранитами и кристаллическими сланцами, отдельные линзы и блоки пород, сопровождаемые тектонитами (милониты и др.) и серпентинитами. В связи с этим невозможно решить, являются нижнекембрийские мраморы самыми молодыми или самыми древними породами этого комплекса и соответственно относится ли он к докембрию—нижнему палеозою или к нижнему—среднему палеозою или, наконец, отдельные его части относятся к докембрию, и к палеозою¹. Rb-Sr датирование филлитов дало две группы значений — 430±55 и 310±5 млн. лет [Горохов и др., 1978], однозначная интерпретация которых затруднительна. Время же главных дислокаций, приведших к сильной тектонизации всего комплекса, доюрское, так как они захватывают позднепалеозойские гранитоиды и кварцевые порфиры [Леонов, 1974]. Изотопное датирование (К-Аг и Rb-Sr) филлитов на р. Ахум дало время метаморфизма пород 290—310 млн. лет [Багдасарян и др., 1978].

Розовые микроклиновые граниты третьего комплекса, сильно раздробленные на Дзирульском и Локском выступах, воздействуют на сланцы с образованием мигматитов и микрогнейсов, и с ними связана микроклинизация. Радиологические измерения их возраста дали средне-позднекаменноугольные значения. Кроме гранитов, к третьему комплексу относятся верхнепалеозойские субэральные вулканы преимущественно кислого состава и ассоциирующие с ними экструзивно-интрузивные кварцевые порфиры, гранит-порфиры, альбитофиры и аляскитовые граниты [Адамия, 1968], известные как в коренном залегании (Дзирульский, Храмский выступ), так и в переотложенном в базальных слоях лейаса (Локский выступ, Мурхузский хребет Малого Кавказа, реки Ахум, Асрикчай). На Храмском выступе они находятся в сочетании с мелководно-морскими вулканогенно-терри-

¹ Первые, крайне интересные находки палиноморф возрастного интервала поздний силур—поздний девон (данные М.Б. Абесадзе, Г.М. Цимакуридзе, Е. Пландеровой) требуют еще проверки.



генными и терригенно-карбонатными отложениями (до 600 м), датированными палеонтологически [Геологическое..., 1965; Белов, Рейтлингер, 1966; Белов, 1967; Хуцишвили, 1979]. Их основание неизвестно.

Следует отметить горизонт с линзами и глыбами известняков среди различных туфов, алевроито-глинистых пород, фтанитов. Часть известняковых линз представляет собой биостромы, сложенные хорошо сохранившимися скелетными остатками кораллов, водорослей и других рифостроителей и рифолюбов. Собранные окаменелости кораллов, брахиопод, фораминифер датируют верхнее визе-нижний намюр. В нескольких местах собраны остатки флоры, подтверждающие данные П.Д. Гамкрелидзе, М.М. Рубинштейна и Н.И. Схирладзе о среднекаменноугольном (верхи башкирского яруса) возрасте толщи и указавшие на присутствие слоев верхнего визе-нижнего намюра (определения Е.О. Новик).

В целом обнажения вдоль шоссе Тетри-Цкаро-Цалка (см. рис. 7, VI) сложены разновозрастными образованиями и не представляют собой единого разреза. Визе-намюрские отложения представлены тонким, иногда ритмичным чередованием микро- и мелкозернистых туффитов, кремнистого облика кислых пепловых туфов и глинисто-кремнистых пород (фтаниты). В меньшем количестве в чередовании участвуют грубо- и среднезернистые туфы кислого и среднего состава, туффиты, туфопесчаники, углистые кремнистые алевролиты и аргиллиты. Изредка встречаются пачки массивных грубозернистых туфов (до 15 м). Породы имеют зеленовато-серый цвет, реже серый до черного, иногда фиолетово-лиловый. В них много растительного детрита и встречаются отпечатки флоры. Описанный выше горизонт с известняками находится в средней части разреза визе-намюрских отложений.

Верхнебашкирские отложения представлены породами, близкими по составу к вышеописанным, но в них терригенная составляющая имеет относительно большее значение. Они состоят из тонкого переслаивания туффитов и глинисто-алевролитопесчаных пород с прослоями фтанитов. Часто встречаются туфы преимущественно кислого состава, туфопесчаники и реже гравелиты. Породы имеют темно-серый, реже зеленоватый цвет. Алевролиты часто углистые, с растительными остатками.

Общая структура палеозойского комплекса неясна. Наблюдения в бассейне р. Кддеиси показывают, что складки второго и третьего порядков имеют северо-восточное некавказское простирание. Напряженность складок в общем незначительная, углы падения 20–40°, но иногда встречаются участки с крутым (до 70–80°) или пологим моноклиналильным залеганием, осложненным флексурами и мелкой волнистостью. Ширина складок второго порядка 100–150, амплитуда 40–50 м. Это открытые прямые или слегка наклонные складки, осложненные флексурами, складками более мелких порядков и разрывами.

Непосредственным продолжением и частью Закавказского массива служит Восточно-Понтийский массив. В небольших по площади выходах из-под мезозоя-кайнозоя обнаруживаются как гнейсовые, так и эпиметаморфизованные терригенные и вулканогенные толщи (РЕ?). В районе г. Гююшане они прорваны позднепалеозойскими гранитами – 300–340 млн. лет, (К-Ar) [Delaloye, 1973]. Спорадически

распространены однотипные верхнепалеозойские отложения, несогласно лежащие на метаморфических комплексах (см. рис. 39). В районе Байбурта имеется толща (до 1500 м) красноцветных аркозов, кварцитов, песчаников, граувакк и серых глинистых сланцев, вверху с прослоями известняков и фузулинидами перми, и, возможно, кораллами и брахиоподами среднего—позднего карбона (И. Кетин, Э. Демирташли) [Эрентоз, 1967]. Она выполняет скорее всего наложенную впадину, хотя основание ее не наблюдалось. Ее сопоставляют [Brinkmann, 1976] (Флюгель) со свитой Орханлар Мизийско-Галатского массива, что очень заманчиво, но довольно непонятно, так как последняя, по крайней мере частично, является триасовой (см. гл. IV). Другой разрез, напоминающий разрез Храмского выступа, находится близ Анкары в хребте Эльмадаг, хотя там и отсутствуют вулканиты.

В состав гипотетического доальпийского фундамента впадины Черного моря, устанавливаемого по галькам в юрских и меловых конгломератах Горного Крыма, входит также несколько разновозрастных комплексов пород [Добровольская и др., 1970; Юрк, Добровольская, 1966; Чернов, 1970]. Это различные гнейсы, нормальные граниты с К-Аг возрастом 848—1100 млн. лет, различные вулканогенные и осадочные породы (в том числе зеленые сланцы) эпи- и анхиметаморфизованные, часть из которых, вероятно, принадлежит рифею, а часть палеозою, граниты с К-Аг возрастом 280—210 млн. лет.

Все эти разнообразные породы могли образовываться и видоизменяться как во время байкальского (и даже ранее), так и каледоно-герцинского тектонических этапов. Вместе с тем относительная роль каждого из них и тем более их территориальная обособленность нам пока неизвестны, а потому пока не представляется возможным решить и принадлежность того или иного участка доальпийского основания Черноморской впадины к тому или иному региону по возрасту складчатости или по времени формирования континентальной коры.

Вероятная доюрская история тектонического развития Закавказского массива может быть разделена на два этапа. В течение первого он представлял собой докембрийскую геосинклинально-океаническую область, испытавшую первичную кратонизацию с образованием субконтинентальной коры, вероятнее всего в начале палеозоя в салаирскую эпоху складчатости (по материалам с Дзирульского выступа), после чего он входил в состав северной окраины Гондванской платформы.

В течение второго (палеозойского) этапа массив представлял собой краевое поднятие. С него шел снос обломочного материала к северу в прогиб зоны Южного склона Большого Кавказа [Сомин, 1971] и к югу в морской бассейн Советского Закавказья [Азизбеков, 1961; Аракелян, 1964].

Приподнятое положение Закавказского массива для времени с инфракембрия до ордовика включительно доказывается в Восточном [Jenny, 1977; Stempfly, 1978] и Центральном [Stepanov et al, 1969; Stöcklin, 1968] Эльбурсе. Там к северу уменьшаются мощности отложений, увеличиваются количество и крупность обломочного материала. По обломкам циркона, турмалина и микроклина из кварцитов свиты Лалун (e_1) и свиты Падеха ($D_1?$) предполагается, что на поднятии, кроме метаморфических пород типа сланцев Горган, размывались также гранитоиды типа Доран. Эти данные намечают восточное продолжение Закавказского массива к северу от Эльбурса.

В этом районе континентального края Гондваны предполагается тектоническая перестройка в силурийское время, когда произошли расколы, вылились массы платобазальтов и отложились силурийские осадки открытого моря, содержащие прослой спилитов, известные в районе г. Решта. Последние, возможно, могут служить указанием на приближение южного края Палеотетиса. По другим данным, еще в раннем девоне к северу от Эльбурса чувствуется поднятие. В среднем девоне и раннем карбоне обстановки более ясная. Южная граница Закавказского поднятия отступила к северу, возможно, все оно погрузилось под уровень моря. И к северу, и к югу от Эльбурса существовали морские условия. Перестает проявлять себя поднятие Горган в Восточном Эльбурсе. Определенно Закавказское поднятие было затоплено морем в визейское время. Бассейн имел связь с Анатолийскими и Армяно-Иранскими морями, с зоной Южного склона Большого Кавказа (по сходству визе-наюрских кораллов Храмского массива и Сванетии) и даже с Донбассом (общность комплексов фораминифер, по Е.А. Рейтлингер).

Наращивание континентальной коры Закавказского массива произошло во второй половине палеозоя, совпав по времени и, вероятно, причинно обуславливаясь герцинским тектогенезом. Оно выразилось несколькими фазами метаморфизма и гранитообразования (по К-Аг измерениям на уровнях 370–360, 330–320 и 300–280 млн. лет, по М.М. Рубинштейну), орогенным вулканизмом карбона и перми (образование крупных эффузивно-экструзивно-интрузивных тел гранитоидного состава). В позднем карбоне – перми почти вся территория Закавказского массива (кроме южных окраин – район Байбурта) вновь превратилась в орографически выраженное поднятие. На нем до раннего лейаса почти полностью смылись мало-мощные верхнепалеозойские отложения. Они сохранились лишь в отдельных впадинах, которые мы видим сейчас на Восточно-Понтийском, Храмском или Дзирульском выступах.

Иная картина вырисовывается для восточной части массива. В Эльбурсе разрезы среднего–верхнего карбона намечают более глубокое море на севере и поднятие на юге, где в среднекарбонных отложениях присутствуют угольные прослои. Вероятно, восточная часть Закавказского массива вообще была более узкой, а северная граница Гондваны отклонялась здесь к югу. Но все равно перед пермью и в течение перми, несмотря на общую трансгрессию второй половины периода, здесь трижды опускания и осадконакопление прерывались поднятиями, которые подчеркиваются в разрезе горизонтами латеритов. В начале триаса в северной части Восточного Эльбурса опять вырисовывается поднятие [Corsin, Stampfly, 1977].

Таким образом, вся история тектонического развития, которую можно восстановить по отдельным сохранившимся фрагментам геологической летописи, свидетельствует о том, что Закавказский массив представлял собой в палеозое очень крупное длительно развивающееся поднятие.

ИРАНО-АФГАНСКАЯ ЧАСТЬ ПЕРИГОНДВАНСКОЙ ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К востоку от Средиземного моря части Гондваны, входящие в состав Альпийской складчатой области, сильно расширяются; они занимают значительные территории Восточной Анатолии, Южного Закавказья, Ирана, Центрального и Южного Афганистана и часть Пакистана. Иными словами, Альпийская складчатая область в своей восточной части образовалась преимущественно на северном платформенном краю Гондванского континента.

Название "Иранская субплатформа" (плита) было предложено автором [Белов, 1968] для этой обширной территории, которая, являясь в палеозое частью платформы Гондваны, позже вошла в альпийскую геосинклинальную и затем складчатую область. Таким образом, это не современная структура, а фрагмент палеоструктуры. Она занимает большую часть выделенного Р.Вольфартом [Wolfart, 1967] подвижного шельфа Гондваны. Для него недавно В.Е. Хаин [1977] предложил удачное название – "Перигондванская эпибайкальская платформа"¹. В данном разделе будут охарактеризованы Советское Закавказье, Южный Памир и кратко остальная часть Иранской плиты. Южная граница последней определяется границей Альпийской области, а северная проводится вдоль Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны, далее на восток она проходит через южную часть Каспийского моря, вдоль южного склона Копетдага и затем соединяется с Главным Гиндукушским разломом. Северная граница Гондваны проходит по северному краю Закавказского массива.

Южное Закавказье

В южном Советском Закавказье Иранская плита представлена на территории от Севано-Акеринской зоны до госграницы. На поверхность выходят как фрагменты фундамента, так и отложения платформенного чехла. Наиболее крупные выходы фундамента имеются на Мисханском выступе и в Зангезуре, а западнее Еревана его выступы вскрыты скважинами и оконтурены геофизически (см. рис. 3).

¹ Французские исследователи (Г. Бергуньян, И. Аргириадис и др.) употребляют еще название Периравийская область, Й. Штеклин – Аравийско-Иранская платформа.

На Мисханском (Арзаканском и Апаранском) выступе, согласно исследованиям В.А. Агамалаяна [1974, 1978], метаморфический комплекс состоит из двух серий. Нижняя метаморфизована в условиях альмандин-амфиболитовой фации и претерпела диафторез хлорит-мусковитовой субфации. Серия разделена на три свиты. Нижняя сложена кварц-андалузит-двуслюдяными сланцами с прослоями кристаллических доломитов, следующая — кварцитами, меньше доломитовыми и кальцитовыми мраморами, третья — графитовыми гранат-кварц-двуслюдяными сланцами, содержащими вверху горизонт мрамора. Общая мощность нижней серии около 1200 м.

Породы верхней серии испытали только метаморфизм зеленосланцевой фации. Внизу В.А. Агамалаян выделяет свиту метааркозовых филлитов, в которых содержится обломочный материал нижней серии. Следующая свита сформировалась за счет вулканитов базальтового состава, которые преобразовались в зеленые сланцы альбит-эпидот-хлорит-актинолитового состава. Выше лежат кварц-альбитовые порфиroidы — продукт изменения вулканических и субвулканических пород кислого состава. Разрез заканчивается свитой карбонатных пород, которая, возможно, залегает на порфиroidах с размывом. Свита сложена в основном кальцитовыми мраморами с подчиненными прослоями зеленых сланцев. Общая мощность серии около 1600 м.

В Апаранском районе выделяется дзораглухская свита апогаббровых амфиболитов, прорванных плагиогранитами (по К-Аг 255 млн. лет). К-Аг возраст метаморфических пород Арзаканского массива не древнее среднеюрского. Они перекрыты стратиграфически верхним мелом. Апаранскую серию, отнесенную Р.А. Аракелянном [1964], А.Т. Асланяном [1958] и А.Е. Назаряном [1965] к докембрию или палеозою и считавшуюся залегающей стратиграфически на метаморфических свитах, А.А. Белов и С.Д. Соколов [1973] отнесли к эвгеосинклинальным мезозойским образованиям, на которые надвинут по пологой тектонической поверхности метаморфический комплекс. Эти данные позволяют предполагать аллохтонность всего Мисханского массива.

Метаморфические породы Мисханского массива имеют сходство с комплексами, недавно описанными иранскими геологами в районе между оз. Резайе и Ирано-Турецкой границей [Geological..., 1973]. Там выделены гнейсовый, амфиболитовый и филлитовый комплексы, толщи мраморов и доломитов, интрузии гранитов и диорит-гранодиорит-габбровые. Возраст всех этих пород докембрийский, так как они с несогласием перекрыты типичной для Ирана толщиной инфракембрия (с андезитами и риолитами). По сообщению В.А. Агамалаяна, для гранито-гнейсов Арзакана недавно получено значение 660 млн. лет (К-Аг).

Метаморфическая серия в Зангезуре [Белов, 1968] сложена переслаивающимися филлитами и хлоритовыми (частью метавулканическими) сланцами, метаалевролитами и кварцитами серого, иногда красноватого цвета, кристаллическими доломитами и реже известняками. Видимая мощность толщи 1100 м. По стратиграфическим соотношениям возраст серии досреднедевонский; по составу ее можно коррелировать с верхнедокембрийскими — кембрийскими отложениями Северного Ирана.

В офиолитовых зонах Малого Кавказа в виде тектонических отторженцев встречаются метаморфические породы: эпидот-роговообманково-кварцитовые, слюдисто-кварцитовые, хлорит-мусковит-кварцитовые, слюдисто-гранатовые, хлоритовые, эпидот-хлоритовые и другие сланцы, мраморы, амфиболиты и гнейсы. Они образовались по осадочным, вулканическим и интрузивным породам и представляют собой гетерогенную возрастную группу, в составе которой могут присутствовать и докембрийские и более молодые образования, метаморфизованные последний раз в альпийское время. К-Аг датировки слюдяных сланцев из урочища Аджарис [Кашкай, Аллахвердиев, 1973] показали значения 150–160 млн. лет. Встречающиеся часто в офиолитовых зонах габбро-амфиболиты и габбро-диабазы в ассоциации с гипербазитами могут представлять собой древний меланократовый фундамент Кавказа. Пегматитовое габбро из Севано-Акеринской зоны датировано в 583 ± 30 млн. лет (К-Аг) [Книппер, 1975]. Надо отметить, что указания Т. Аб. Гасанова о позднекаменноугольных габбро-диабазых, диабазых и андезитовых порфиридах в Севано-Акеринской зоне и их изотопные датировки весьма сомнительны.

Платформенные отложения чехла распространены на левобережье р. Аракс (см. рис. 7, VII). Их подошва нигде не обнажена, в Зангезуре лишь имеется несогла-

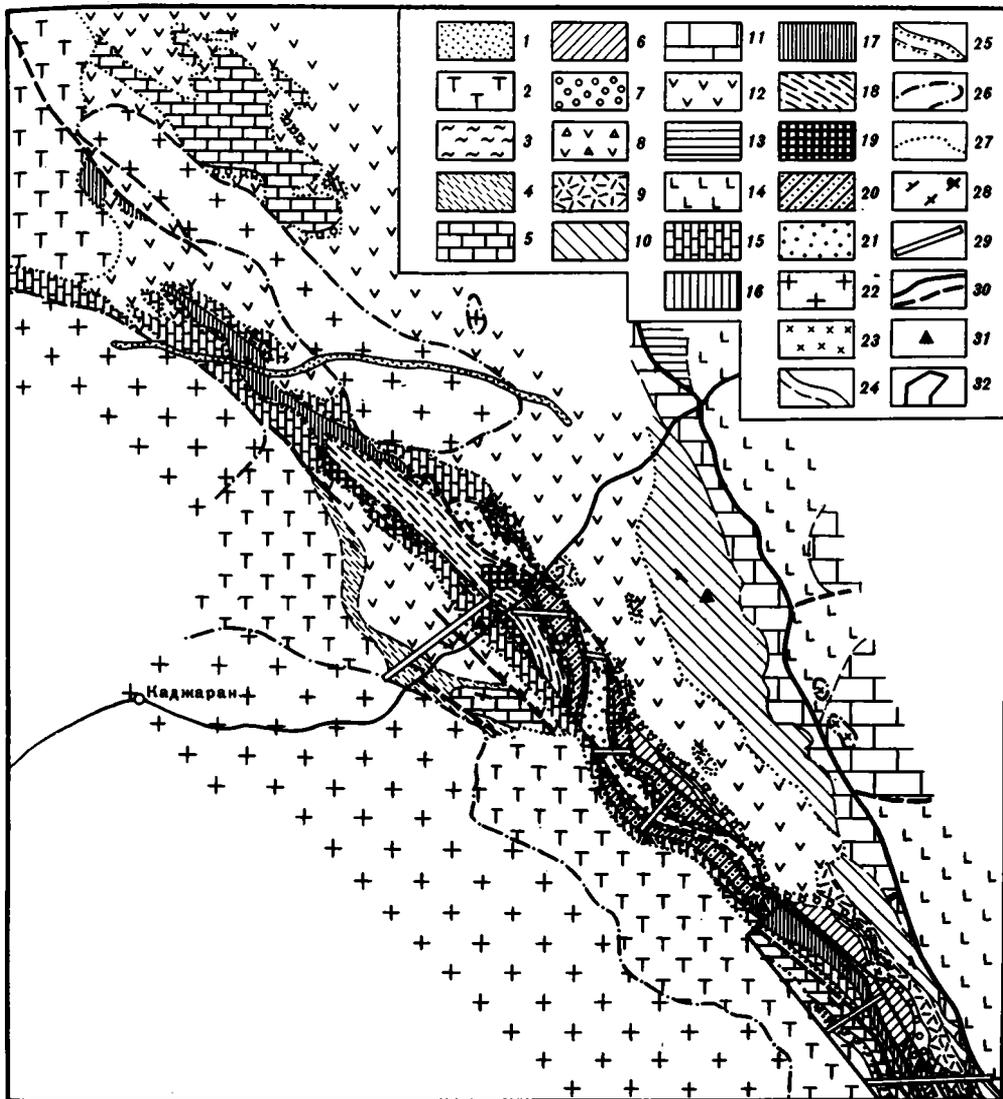


Рис. 61. Геологическая карта участка Анкавано-Зангезурского разлома в бассейне р. Охи. Составил А.А. Белов с использованием детальных карт О.П. Гуямджяна и В.Г. Кочаряна

1 – аллювиальные отложения; 2 – нижний эоцен, байбуганская свита, порфириты, лавобрекчи, туфы; 3 – палеоцен – датский ярус, флишоидная пачка алевролитов, известняков, глинистых сланцев и кремнисто-туфогенные породы; 4 – нижний эоцен – верхний мел (?), кремнисто-вулканогенная толща с мраморами, ороговикованная, а в непосредственной близости с гранитоидами Мегринской интрузии превращенная в кристаллические сланцы; 5 – сенон-коньякский ярус (?), известняки и мраморы; 6 – коньякский ярус – верхний турон (?), флишеподобное чередование алевролитов, песчаников, туфитов и конгломератов; 7–9 – нижний турон (?): 7 – пестроцветные конгломераты, 8 – туфы, лавобрекчи порфиритов, 9 – кварцевые порфиры и их туфы; 10 – сеноманский ярус – нижний мел (?), туфы, порфириты, песчаники, органогенные известняки, кремнисто-яшмовые породы (радиоляриты?), алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты; 11 – неоком (?), известняки и мраморы; 12 – меловая система (?), зеленокаменные порфириты и другие вулканогенные и осадочные породы, прорванные дайками и мелкими интрузиями порфиритов, аплитов, диоритов и габбро; 13 – нерасчлененные меловые отложения Кафанского антиклинория; 14 – верхняя юра, порфириты, туфы; 15 – пермь, известняки и мраморы, местами реликты среди порфиритов; 16 – верхний девон, криноидно-брахиоподовые известняки, глинистые сланцы, кварциты; 17 – средний девон, глинистые сланцы, кварциты, известняки, местами реликты среди порфиритов; 18–23 – кембрий – верхний докембрий (?): 18 – филлиты, зеленые сланцы, алевролиты, песчаники, мраморы, 19 – доломиты и доломиты с прослоями кварцитов, зеленых сланцев и филлитов, 20 – переслаивание филлитов, зеленых сланцев, доломитов и кварцитов, 21 – кварциты, 22 – интрузии типа Мегринской, преимущественно монцитоны и гранодиориты, реже диориты, габброиды и габбро, 23 – мелкие интрузии диорит-порфиритов; 24–27 – геологические границы: 24 – согласные (достоверные и предполагаемые), 25 – трансгрессивного несогласного залегания (достоверные и предполагаемые), 26 – интрузивные, 27 – согласные и трансгрессивные, осложненные позднейшими внедрениями интрузий и даек и оконтуривающие выходы вулканогенных и осадочных пород внутри области развития порфиритов; 28 – элементы залегания; 29 – местоположение стратиграфических разрезов; 30 – разломы (достоверные и предполагаемые); 31 – места находок фауны; 32 – участок карты, показанный в увеличенном масштабе

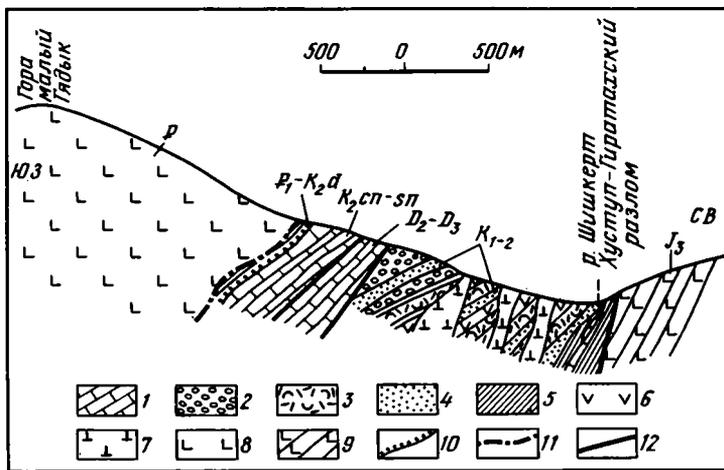


Рис. 62. Поперечный профиль через зону Анкавано-Зангезурского разлома в районе сел. Шишкерт
 1 – известняки среднего и верхнего девона и коньяка–сеона; 2 – конгломераты; 3 – туфы; 4 – песчаники и граувакки; 5 – глинисто-карбонатные породы; 6 – порфириды; 7 – диабазовые и диорит-порфириновые дайки; 8 – порфириды, туфы и лавобрекчии байбуганской свиты нижнего эоцена; 9 – порфириды и другие породы юры; 10 – граница трансгрессивного залегания датско-палеоценовых отложений; 11 – согласная граница, усложненная внедрением порфиритовых даек; 12 – разломы

сие между пермью и метаморфической серией (рис. 61, 62). Разрез начинается с вскрытой Велидагской скважиной толщи (1400 м) глинистых сланцев, органогенных известняков и кварцевых песчаников. Не исключено, что в ней присутствуют слои силура, а большая нижняя часть принадлежит фундаменту. Далее согласно лежат известняки и пестро окрашенные песчаники, аргиллиты и алевролиты с богатой фауной брахиопод и кораллов эйфельского и живетского веков и переотложенными окаменелостями раннего девона. Франский и фаменский ярусы – это песчаные известняки, песчаники, сланцы, иногда фтаниты; в фамене есть прослои фосфоритов. Общая мощность этого разреза около 3000 м [Аракелян, 1964].

Нижнекаменноугольные отложения согласно залегают на девонских. Это также терригенные и карбонатные осадки. Известняки часто битуминозные или органогенно-детритовые, иногда оолитовые, богатые остатками фораминифер, кораллов и брахиопод этреня, турне, нижнего и среднего подъяруса визе. Выше на размытую поверхность девона ложатся пермские и более молодые слои. Относившиеся ранее в Зангезурском районе к палеозою зеленокаменные вулканогенно-осадочные комплексы оказались мезозойскими [Белов, 1968; 1969; Габриелян и др., 1972].

Верхний палеозой представлен лишь морскими пермскими отложениями, залегающими со стратиграфическим несогласием на отложениях девона и нижнего карбона. В их основании фиксируются кора выветривания с бокситами или ее остатки, а также красноцветные базальные конгломераты и песчаники. Наиболее низкие горизонты пермского разреза обнажаются на западе района, а к восток-северо-востоку разрез начинается все более высокими горизонтами, что связывается с распространением пермской трансгрессии с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении наблюдается постепенное срезание подстилающих каменноугольных толщ, что указывает на то, что море наступало на Закавказское поднятие, на котором каменноугольные толщи были перед этим уничтожены эрозией [Аракелян, 1964; Левен, 1975]. Пермские отложения представлены черными и серыми битуминозными водорослевыми и водорослево-фораминиферовыми известняками; в верхней части разреза имеются пелитоморфные известняки, мергели и глинистые сланцы. Комплекс расчленен на ряд свит. Нижняя из них, по палеонтологическим данным, отнесена к артинскому ярусу нижней перми, а верхняя соответствует джюльфинскому и чаньсийскому ярусам верхней перми. В низах средней перми наблюдается небольшой перерыв. Пермские отложения в этой части Кавказа без видимого несогласия перекрыты глинистыми сланцами и мергелями индского яруса нижнего триаса.

Заграничная часть Иранской плиты освещена в геологической литературе последних лет достаточно подробно [Штеклин, 1966; Белов, 1967; Хаин, 1969; Браташ, 1975; Stöcklin, 1968; Stöcklin et al., 1972]. В 1973 г. вышла из печати обобщающая монография по всей этой территории, написанная коллективом советских геологов под редакцией М.В. Муратова и общим руководством Ю.С. Перфильева, "Геология и рудные месторождения Среднего Востока". Поэтому имеется возможность не давать систематического описания домезозойских отложений этой территории, а ограничиться лишь общей их характеристикой, подчеркнув важные для данного исследования особенности. В упомянутых публикациях имеется и более полный список литературы.

Среди доальпийских образований можно выделить четыре комплекса пород: доверхнепротерозойский кристаллический, верхнепротерозойский (рифейский), инфракембрийский (вендский) и палеозойский [Белов, 1967; Перфильев, Моралев, 1975].

Доверхнепротерозойский кристаллический комплекс занимает наибольшие площади в Северо-Восточном Афганистане и Северном Пакистане (Белуджистанский, Нуристанский массивы), и продолжается в массиве Советского Юго-Западного Памира. Там выделено несколько серий пород, сложенных различными гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, известняками и доломитовыми мраморами. Встречаются метаморфизованные габброиды и ультрабазиты. Комплекс неоднократно метаморфизован и гранитизирован, широко распространены мигматиты. Общая его мощность достигает 10–14 км. Изотопные определения возраста пород свидетельствуют о вероятном присутствии здесь архейских и раннепротерозойских толщ. Прямые стратиграфические данные, указывающие на его возраст, — налегание верхов верхнего протерозоя в районе Кабула.

Особые комплексы метаморфических докембрийских (?) пород представляют собой образования, связанные с зонами альпийских офиолитов. Наиболее крупные их выходы известны на юге Ирана в провинциях Фарс и Ларестан к северу от Ормузского пролива, к северо-востоку от Загросского шва. Они представлены амфиболитами, зелеными сланцами и гранатсодержащими мраморами серии Абшур. Северо-западнее, вдоль Загросской линии в районе Гольпайеган широко распространены зеленокаменные породы и габбро-амфиболиты в комплексе с парагнейсами, амфиболитами и слюдяными сланцами. Возраст всех этих пород неизвестен, но их состав и тесная тектоническая ассоциация с ультрабазитами позволяют предполагать, что здесь распространена древняя меланократовая часть низов континентальной коры Иранской плиты. В районе Мосуле к юго-западу от г. Решт в Иране описаны докембрийские офиолиты [Davies et al., 1972].

Позднедокембрийский (рифейский) комплекс обнажается в ядрах антиклинальных структур Эльбурса, Зенджана, Загроса, в центральной и восточной частях Ирана, распространен он также в центральном Афганистане в бассейнах рек Гильменд и Аргандаб, в районе Бамиана (серия Калу) и в Бадахшане, откуда протягивается в Центральную зону Советского Памира (ванч-язгулемская серия, музкольский комплекс, часть сарезской свиты). Несмотря на некоторые отличия слагающих его пород в отдельных районах, верхнепротерозойский комплекс характеризуется определенным сходством. Это мощные (от 2–5 до 12 км), часто монотонные толщи зеленых сланцев (аргиллитовых, кремнистых или аповулканогенных), филлитов, песчаников и кварцитов. Среди них присутствуют, иногда довольно мощные, мраморы и доломиты. Встречаются прослои эффузивов и туфов основного, кислого и среднего состава, иногда отмечаются красноцветные толщи песчаников и филлитов, прослои гравелитов с галькой плагиогранитов.

Метаморфизм верхнепротерозойского комплекса обычно не поднимается выше зеленосланцевой фации, лишь иногда достигает амфиболитовой фации с образованием гнейсов и кристаллических сланцев и сопровождается гранитизацией с развитием мигматитов (южноаличурская серия Юго-Западного Памира). Довольно широко распространены мелкие гранитные интрузии. Метаморфизм не затрагивает несогласно лежащие выше отложения инфракембрия и кембрия, однако гранитоидные интрузии в отдельных местах в Иране прорывают этот чехол с образованием контактово-мета-

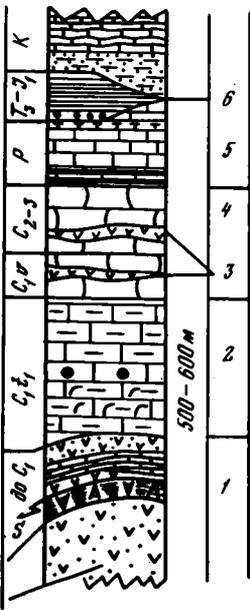


Рис. 63. Генерализованная колонка-разрез палеозоя в верховьях Шахруда, южнее Богровдага (лист Масуле, по Р.Г. Девису и др.) [Devies et al., 1972]

В основании разлом или оно не обнажено; 1 – докаменноугольные и нижнепалеозойские темные, розоватые или зеленоватые гематитизированные вулканыты: лавы, туфы, туфогенно-осадочные породы с прослоями черных, светло-серых, коричневых и красных известняковых пластов, красные ортокононосные известняки содержат силурийских конодонт; между пачками 1 и 2 несогласие; 2–4 – свита Мобарак: 2 – толстослоистые перекристаллизованные светлые и серые известняки с глинистыми слоями, богатыми кораллами и брахиоподами турне и вize (100 м); 3 – местами встречаются пласты розовых андезитов (несколько десятков метров); 4 – толстослоистые темно-серые известняки с окаменелостями от вize до нижней перми; 5 – свита Доруд – тонкослоистые бледно-серые известняки с внутрiformационными и туффитовыми прослоями, пласты глинистых известняков, тонкие пласты черных кремней в основании, микрофауна перми может быть лишь сакмарского яруса; между пачками 5 и 6 несогласие; 6 – свита Шемшак – черные до серых алевролитистые глинистые сланцы, местами гематитизированные, в основании конгломераты

морфизованных пород. Возраст гранитов Доран (район Зенджана, Иран), по устному сообщению Ж. Стемпли, 1000–1200 млн. лет (K-Ar). Й. Штеклин [1979], со ссылкой на А. Крауфорда, сообщает об изотопном возрасте пород фундамента в Иране в пределах 1000–600 млн. лет. Представительные данные изучения K-Ar методом по породе сланцев Горган в Иране дали значения 1278 ± 300 и 985 ± 100 млн. лет [Jenny, 1977]. Возраст рассматриваемого комплекса обоснован также палеонтологически для серии Морад в Восточном Иране [Huckriede et al., 1962] и перекрыванием инфракембрия (вендом). Из этого перечня выпадают гнейсы и слюдяные сланцы высокой степени метаморфизма из района Масуле (северо-западный Иран), время матаморфизма которых оказалось среднедевонским (375 ± 12 млн. лет, Rb-Sr изохрона).

В Центральном Афганистане, в смежных районах Северного Пакистана и Индии более широко распространены верхнепротерозойские толщи, отличающиеся более сильным метаморфизмом [Геология. . . , 1973]. В них обнаружены докембрийские строматолиты и получено изотопное K-Ar определение по биотиту – 640 млн. лет.

Несмотря на разновозрастность различных блоков бывшего фундамента, присутствие единого платформенного (частично орогенного) чехла инфракембрия (венда) свидетельствует в пользу представлений о формировании платформенного основания большей части этой территории в байкальскую эпоху складчатости.

Инфракембрийский комплекс известен в Иране (на северо-западе в районе Такаба, в Эльбурсе и Зенджане, в Загросе, в восточной части Центрального Ирана), Афганистане (в районе Герата, в бассейне Аргандаб, в районе Кабула и восточнее в Бадахшане), Пакистане (Соляной Кряж) и Северной Индии (Западные Гималаи, район г. Джодхпура). Распространение инфракембрийского комплекса не ограничивается узкими площадями его выходов на поверхность, определяемыми альпийской структурой, а протягивается далеко под покровом более молодых отложений. Он формировался на северном краю Гондванского континента в самостоятельных прогибах, часть из которых обнаруживается в современной структуре и намечена в работах Й. Штеклина.

В большинстве обнажений в основании инфракембрийского комплекса устанавливается структурное несогласие, иногда только резкий перерыв. Комплекс представлен мощными (2–3 км) красно- и пестроцветными отложениями и толщами гипсов, солей и доломитов. Характерны косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания. Наблюдаются некоторые фациальные различия, выражающиеся в изменении соотношения карбонатных и терригенных пород. В основании разреза обычно присутствуют конгломераты, содержащие гальки гранитоидов и прочих более древних пород. Они начинают собой глинисто-алевролитно-песчаную пачку,

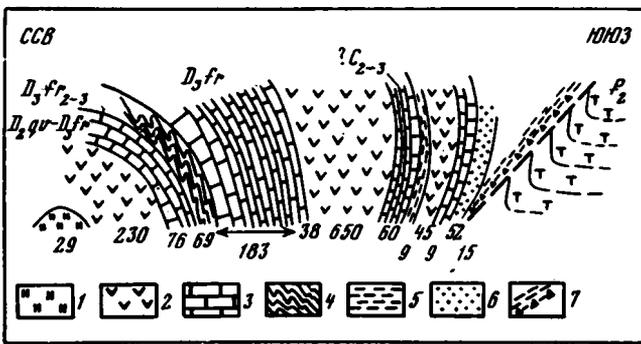
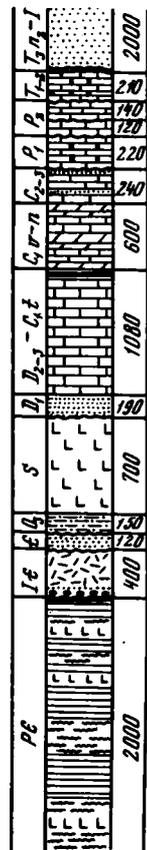


Рис. 64. Разрез-диаграмма через верхнедевонские и каменноугольные породы в ущелье Сяваруд выше Даррама (лист Масуле, по Р.Г. Девису и др. [Devies et al., 1972]). Числа внизу — мощности слоев, м

1 — красные толстослойные андезитовые порфириды; 2 — зеленые и розовые, пятнистые, серые, иногда толстослойные андезиты, туфы, агломераты, вулканические брекчи; 3 — известняки разнообразные, иногда с примесью туфов; 4 — известняки средне-тонкослойные со складочками волочения; 5 — розовые до серых туфитовые алевролиты с остатками растений; 6 — серые глинистые сланцы и карбонатные алевролиты с отпечатками растений, тонкие прослои известняков; 7 — расщеливающие аргиллиты с трещиноватыми фрагментами алевролитов и известняков

Рис. 65. Стратиграфическая колонка доюрских отложений района Алиабад—Шахруд, по И.Г. Жени [Jenny, 1977]

Условные обозначения см. на рис. 7

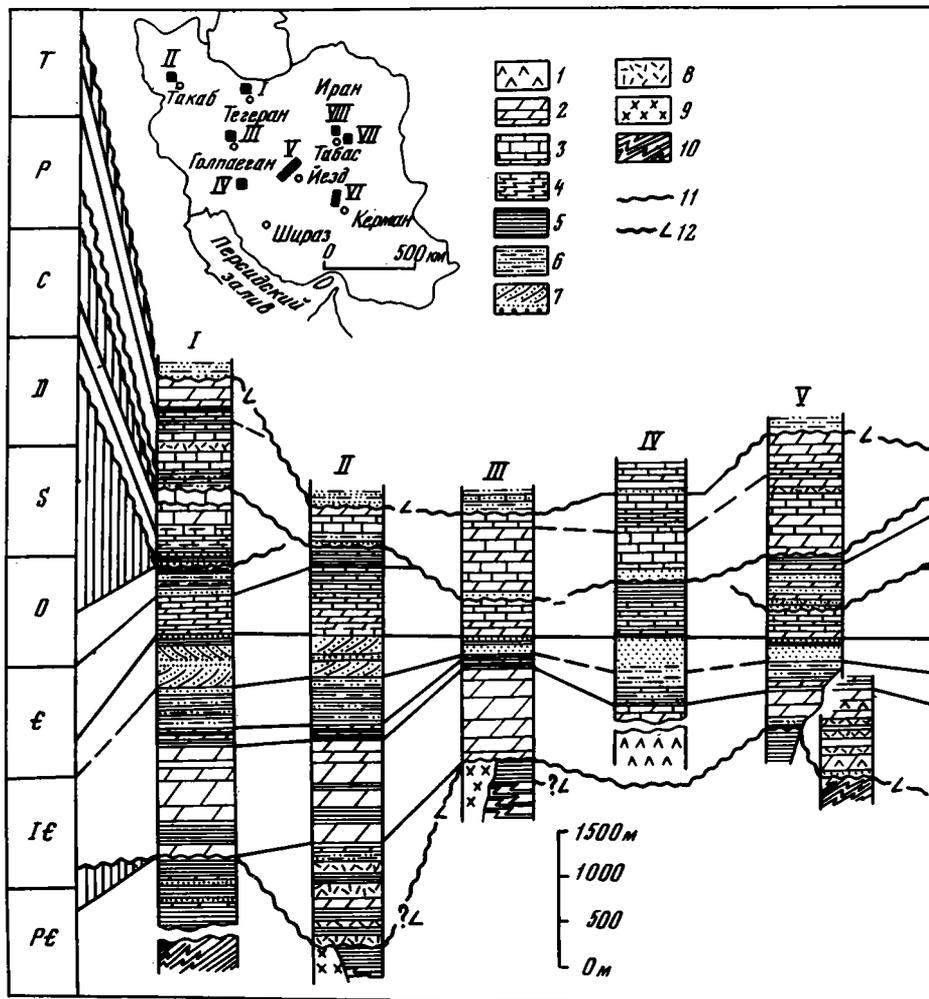


сменяющуюся вверх мощной толщей доломитов, которые нередко залегают непосредственно на складчатом основании (свита Солтание в Иране). Верхняя часть разреза обычно также песчано-глинистая.

Важная особенность инфракембрийского комплекса — неоднократное появление в самых низах разреза вулканических пород. В Иране ниже свиты Солтание вулканогенно-осадочная толща (свита Ризу) представляет собой чередование кварцитов и песчаников, доломитов, конгломератов, туфов, туфитов, андезитов и кварцевых порфиров. Общая мощность вулканогенно-осадочной свиты до 500, а вулканических пород 200 м. В Восточном Эльбурсе толща игнимбритов (400 м) с конгломератами в основании залегает на метаморфических сланцах Горган и трансгрессивно перекрывается инфракембрием [Jenny, 1977].

Точное геохронологическое положение рассматриваемого комплекса не определено, он лишь примерно соответствует венду советской шкалы. Ю.С. Перфильев [Геология..., 1973], сравнив разрезы докембрия Ирана, Афганистана и Северной Индии, пришел к заключению, что нижняя граница инфракембрия не древнее вулканоплутонического комплекса Малани, для которого установлен позднерифейский возраст. Палеонтологически вендские отложения охарактеризованы в Центральном Афганистане в бассейне р. Аргандаб [Демин и др., 1973], где в них найдены остатки флоры, аналогичные встречающимся в юдомском комплексе Восточной Сибири. В ряде мест в Иране и в районе Кабула они содержат остатки организмов позднего рифея. Галенит из стратиморфного месторождения Кушк в инфракембрийских отложениях имеет возраст 595—750 млн. лет.

В геотектоническом смысле венд-инфракембрийский комплекс может рассматриваться либо как платформенный чехол, либо как орогенные образования байкальской эпохи. В структурном отношении он представляет собой несомненный чехол, может быть, несколько менее выдержанный, чем типично платформенный. Его тесная связь, часто без стратиграфических перерывов, с вышележащим палеозойским платформенным комплексом хорошо установлена, но не является решающим



доказательством для той или иной интерпретации. Более существенна формационная характеристика инфракембрийских комплексов, отвечающая по многим признакам орогенным образованиям. Особенно следует подчеркнуть присутствие орогенного вулканизма и разновозрастных или нескольких более древних гранитоидов, с которыми связаны свинцово-цинковая и золотая минерализация. Инфракембрийские щелочные риолиты, включающие местами апатит-магнетит-пироксенитовую рудную ассоциацию, распространены в Иранском Азербайджане, Зенджане, в районах Семна, Сирьяна, Хормуз. В поясе Бафк восточной части Центрального Ирана с ними связаны крупнейшие месторождения железа. Петрологически эти вулканиты сходны со щелочными вулканитами грабенос Осло и Восточно-Африканских. Железные руды известны и в Бадахшане [Славин, 1976]. Д. Штеклин [Stöcklin, 1968] отмечает почти полное отсутствие среди пород инфракембрия грубых моласс. Возможно, это следует объяснять спецификой байкальского орогенеза этой области.

Начиная с инфракембрия и кембрия и до низов мезозоя разрезы Иранской плиты характеризуются достаточной выдержанностью [Штеклин, 1966], чередованием мелководных, морских, лагунных и континентальных отложений, залегающих одни на другие согласно, часто с перерывами, но почти без угловых несогласий. Это в основном карбонатные, песчано-глинистые, соленосно-гипсоносные и угленосные толщи. Фациальные изменения постепенны и соответствуют распределению прогибов и поднятий.

Некоторые стратиграфические элементы прослеживаются на огромной территории почти без изменения. Например, горизонт белых кварцитов в верхах кембрийской свиты Лалун, среднекембрийская карбонатная свита, которая известна под различ-

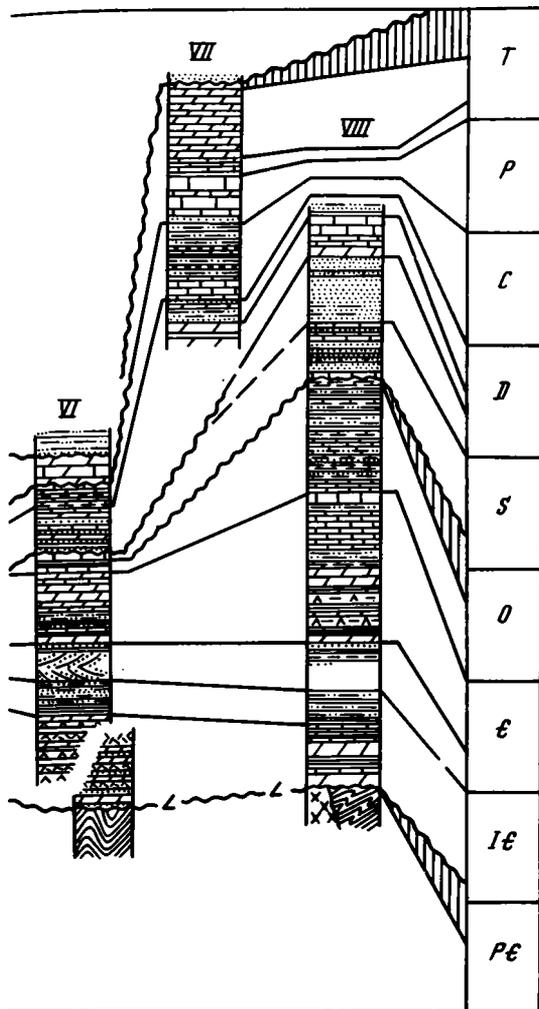


Рис. 66. Сопоставление стратиграфических разрезов палеозоя Ирана, по Й. Штеклину [Stöcklin, 1968]

I — Центральный Эльбурс; II — Такаб (Иранский Азербайджан); III — Голпайеган (зона Синандаг—Сирджан); IV — Буруджен (Загрос); V — Иезд (Центральный Иран); VI—VIII — восток Центрального Ирана: VI — Керман, VII — Кух-е-Шатори, VIII — Ширгешт. 1 — эвапориты; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчано-алевритовые сланцы; 7 — песчаники, конгломераты; 8 — вулканиты; 9 — граниты; 10 — метаморфический комплекс; 11 — стратиграфическое несогласие; 12 — угловое несогласие

ными названиями в Эльбурсе, Восточном Иране, горных цепях Загроса, Южной Анатолии, а также в Иордании и Израиле [Flügel, 1972], фосфатные слои верхнего девона (от Бендер-Аббаса на юге через Центральный Иран в Эльбурс, затем в Азербайджан и Советскую Армению). На всей территории плиты наблюдаются исключительно однообразные разрезы от перми до среднего триаса, представленные мелководными известняками и доломитами, ассоциирующими местами с ангидритами.

Верхнекаменноугольные и нижняя часть пермских отложений (ассельский и сакмарский ярусы) либо выпадают из разреза, либо представлены терригенными прибрежно-морскими, лагунными и

континентальными образованиями — песчаниками, алевролитами, реже конгломератами, глинистыми сланцами, иногда карбонатными и с линзами известняков. Часто эти породы имеют пестроцветную окраску и резко изменяются по мощности от нескольких до сотен метров.

Вулканическая активность выражена в виде средних — основных вулканитов (Западный Афганистан, S_3-O_1), диабазовых даек и силлов в нижнем палеозое и спорадически встречающихся покровов и потоков, а также туфовых прослоев в основании кембрия, в верхнем ордовике (порфириты в районе Кермана), в девоне, чаще среди красноцветов нижнего девона (диабазы и эффузивы основного состава), в основании и внутри нижнего карбона (Эльбурс — базальты, андезиты, туфы до 140 м мощности), в перми.

Резко выделяются на этом фоне лишь два объекта. Во-первых, панджальские агломератовые сланцы (1000 м) и трапсы (2000 м), состоящие из андезитов и базальтов, реже кислых лав и туфов. Их возраст не вполне ясен, но укладывается в рамки среднего карбона — перми. Близкий по характеру, но несравненно меньшего масштаба вулканизм имел место в Центральном Афганистане и Эльбурсе.

Во-вторых, в западной части Эльбурса в районе г. Масуле (хребет Богровдаг к юго-западу от г. Решт) на разных стратиграфических уровнях палеозоя среди осадочных пород, сходных (?) с формациями остальных районов Ирана, имеется большое количество вулканитов [Davies et al., 1972]. В основании видимого разреза (рис. 63) эффузивы и туфы основного (базальты, спилиты) и среднего (андезиты) состава (свыше 200 м) считаются нижнепалеозойскими, так как среди них присутствуют известняки (сильно деформированные) с фауной позднего ордовика и позднего

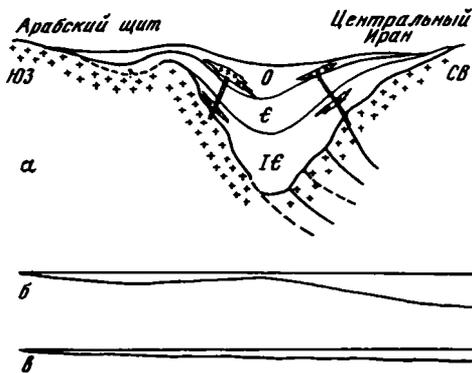


Рис. 67. Палеопроефили через зону Загроса (а, б) при соотношении горизонтального и вертикального масштабов 1:200 (а, по А. Садеку [Sadek, 1977]), и 1:20 (б) и через Московскую синеклизу – 1:1 (в)

силура. Не исключено, что часть эффузивов может оказаться инфракембрийской либо девонской. Максимальное количество (свыше 800 м) эффузивов и туфов находится в девонской части разреза (рис. 64). Это андезиты и базальты с некоторым количеством трахитовых, спилитовых и кератофировых дифференциатов, в подчиненном количестве встречены кислые вулканиты. Цвет пород зеленоватый и красноватый. Авторы подчеркивают подводные условия излияний, что, возможно, справедливо лишь отчасти (необычные вулканические потоки и туфы среди верхнедевонских известняков отмечены в районе Кух-Караиз в 30 км южнее Джульфы) [Stepanov et al., 1969]. В более высоких горизонтах палеозойского разреза района Масуле андезиты, дациты и трахиты незначительной мощности имеются в нижнем карбоне, нижней перми, в основании верхней перми.

В Восточном Эльбурсе и на смежных территориях имеется силурийская толща платобазальтов (1000 м), уменьшающаяся к северу до 250 м (рис. 65) [Jenny, 1977; Stampfli, 1978]. В ней встречаются прослой туфов, агломератов, конгломератов. Гранитные интрузии определенно палеозойского возраста на Иранской плите неизвестны.

Вопрос об изменении мощностей инфракембрийско-триасовых отложений решался по-разному в течение последнего периода времени. Так, Й. Штеклин неоднократно указывал на их выдержанность в целом в зонах прогибания в пределах 3–4 км при относительно большем изменении мощностей отдельных стратиграфических подразделений, на склонах докембрийских выступов мощности уменьшались. Он отметил лишь одно исключение из этого правила постоянства мощностей для района Ширгешт – Озбах – Кух на востоке Центрального Ирана, где описан [Ruttner et al., 1966] разрез мощностью 7 км (рис. 66, VII, VIII). При этом недалеко к юго-западу на поднятии Кальморз мощность того же интервала равна почти нулю. Эти факты привели Й. Штеклина к предположению, что на востоке Центрального Ирана в нижнем палеозое имела крупная грабенообразная структура, пересекающая в направлении север – юг Иранскую плиту и расположенная между поднятием Кальморз на западе и краем Лутского блока на востоке. Позже на изменения мощностей в пределах рассматриваемой территории обратил внимание В.И. Браташ [1975], который учел новые материалы и составил схему изменения мощностей. Он выделил более широкий, чем представлялось ранее, расширенный на северо-западную часть блока Лут, Керманско-Кашмерский прогиб (800 x 200 км, максимальная глубина 14 км), который он считал миогеосинклинальным.

Не рассматривая подробно составленную В.И. Браташем схему мощностей, отметим, что выделение Керманско-Кашмерской зоны значительных прогибаний выглядит убедительно. Представляется все же, что больше данных за то, что это был крупный грабенообразный прогиб типа авлакогена, и резкие изменения мощностей можно предположить именно близ разломных ограничений. Эта структура сохранила тенденцию к прогибанию и позже, в рэтско-юрское время, когда в прогибе накопилось до 6–7 км преимущественно континентальных осадков. Надо отметить, что сильными альпийскими движениями Керманско-Кашмерский авлакоген был деформирован, разбит на ряд блоков и выгнут к западу.

Что касается существования прочих линейных зон устойчивых прогибаний, то закономерностями изменения мощностей, известными еще недостаточно, они под-

тверждены быть не могут. Кажущаяся линейность Загросской и Эльбурсской зон определяется в основном линейностью альпийских структур. Кроме того, очень вероятное существование в этой области крупных альпийских сдвиговых перемещений вообще нарушает первичное распределение мощностей, и выводить убедительно закономерности, не произведя предварительно палинспастических реконструкций, в этих условиях рискованно.

Для доказательства геосинклинальной расчлененности подвижного шельфа применяются разные методы. Примером может служить рис. 67, а. Его не надо подробно комментировать, достаточно отметить, что вертикальный масштаб преувеличен по сравнению с горизонтальным в 200 раз!

Вместе с тем в пределах подвижного шельфа вполне вероятно существование в прошлом отдельных глубоких впадин, о чем свидетельствуют, например, ордовикские отложения Северного Ирака и Восточного Тавра, которые некоторыми исследователями рассматриваются как сублиторальные или даже батимальные образования [Flügel, 1972].

Седиментационные перерывы и повсеместно наблюдаемые изменения мощностей и фаций палеозойских отложений указывают на неоднократные эпейрогенические движения, но, за единственным исключением, нет доказательств значительных складчатых движений. Как уже неоднократно отмечалось (В.Е. Хаин, Й. Штеклин и др.), эпейрогенические движения совпадают по времени с палеозойскими эпохами деформаций других частей Евразии. Но даже если степень проявления тектонических движений, синхронных каледонской и герцинской эпохам складчатости, "заметно превышает интенсивность эпейрогенических движений платформенных областей" [Браташ, 1975], то она далеко уступает интенсивности движений в геосинклинальных областях. Видимо, это была именно та интенсивность подвижного шельфа, которая для него характерна.

На границе инфракембрия и кембрия не отмечается важных тектонических событий, за исключением района северо-восточнее Кермана и в горах Солтание (Иран), где несогласие в основании песчаников Лалун позволяет предполагать слабые поднятия.

На важность раннедевонских эпейрогенических движений указывает региональный перерыв в основании средне-верхнедевонских отложений. Последние перекрывают нижнедевонские (?) песчаники севернее Тебеса, силурийские слои северо-западнее Кермана, ордовикские и кембрийские слои в Эльбурсе и кембрийские слои во многих разрезах Центрального Ирана, нижний палеозой и докембрий в Иранском Азербайджане, в Южном Афганистане и в Гималаях. Однако, по наблюдениям Й. Штеклина, при отсутствии угловых несогласий провести точный контакт между девонскими и более древними отложениями часто бывает трудно. Только в одном месте западнее Кермана отмечается слабое угловое несогласие между девоном и инфракембрием на склоне "ассинтского горста". Между тем во многих местах присутствует резкое угловое несогласие между девоном и докембрийским основанием, в том числе в горах Кальморз западнее Тебеса и в Северном Азербайджане. К деформациям этого времени, вероятно, относятся и несогласия (доходящие до угловых) в основании карбона (турне и визе), залегающего в районе г. Решт (лист Масуле) на ордовикско-нижнедевонских отложениях (Г. Кларк, Р. Дэвис и др.).

Девонские отложения везде переходят постепенно в нижнекаменноугольные. Незначительные раннекаменноугольные движения отмечаются только в хребте Шатори восточнее Тебеса по слабому внутрiformационному несогласию и нескольким тонким прослоям конгломератов в разрезе нижнего карбона.

Более важное региональное несогласие, местами угловое, наблюдается в основании перми. При этом в Иране везде, кроме Керманско-Кашмерского авлакогена и Восточного Эльбурса, выпадают из разреза верхи нижнего карбона (верхнее визе, намюр) и средний-верхний карбон. Пермская морская трансгрессия после периода позднекаменноугольных поднятий, особенно усилившаяся в кубергандинском веке, по Э.Я. Левенцу [Геология..., 1973], захватила всю территорию северного края Гондваны. Седиментационный перерыв, вероятно наименьших размеров, отмечается в районе Тебеса и в Восточном Эльбурсе, где присутствуют морские верхнекаменноугольные отложения. Однако в хребте Шатори и на южном краю Восточного Эльбурса отмечены также в среднем — верхнем карбоне прослой (до 40 см) угля, в том числе пресноводных водорослевых углей.

Пермские карбонатные отложения лежат на нижнекаменноугольных и верхнедевонских в Северном Азербайджане, Эльбурсе, в районах Йезда и Кермана, на силурийских на юго-востоке Высокого Загроса, на ордовикских и кембрийских в Южном Азербайджане и на различных горизонтах кембрия в горах Солтание, на севере района Гольпайеган и в центральном секторе Высокого Загроса, на девоне и докембрии на краях Гельмендского прогиба, на востоке Южного Афганистана верхняя пермь залегают на древних метаморфических толщах. В большинстве районов угловых несогласий в основании перми не наблюдается, хотя очень небольшие несогласия могут быть доказаны региональным картированием. К востоку от Ирана предпермский перерыв исчезает, и в Центральном Афганистане в бассейнах Логар, Вахандарьи и в Читрале происходило непрерывное прогибание от девона до триаса. В Пакистане и Западных Гималаях предпермский перерыв опять появляется.

От перми до среднего триаса структурные и литологические особенности отложений показывают отсутствие на рассматриваемой территории Перигондванской платформы крупных складчатых деформаций и поднятий. Изредка встречаются перерывы между нижней и верхней пермью, внутри верхней перми. Более значительные несогласия фиксируются в краевых частях прогибов Гельманда и Аргандаб в Афганистане [Карапетов и др., 1971]. В конце перми произошла регрессия моря. Осадконакопление сохранилось в Северном Иране в узком прогибе вдоль северного склона Эльбурса, откуда он протягивался в Иранский Азербайджан до Джульфы, где имеются наиболее полные разрезы перми.

Доказательства герцинских орогенических движений в Центральном Иране [Thiele, 1966; 1967] получили убедительную критику со стороны Й. Штеклина [Stöcklin, 1968], и этот вопрос можно подробно не рассматривать. Отметим лишь, что угловое несогласие между пермью и нижним палеозоем в районе Гольпайеган является одним из наиболее ярких исключений и его связывают либо с эпейрогеническими движениями, возможно отражающими заключительные фазы складчатости герцинской эпохи на смежных с севера и запада территориях, либо с влиянием движений вдоль Загросского шва. Уточнение времени дислокаций в этом районе между средней и поздней пермью [Thiele, 1973] позволяет коррелировать возникновение несогласия с начальным этапом альпийского развития, т.е. с движениями, сопутствовавшими расколу Иранской плиты вдоль Загросского шва. Метаморфические явления в Центральном Иране относятся либо к докембрию, либо захватывают одновременно палеозойские, триасовые и юрские отложения (район г. Решм). В Северном Иране вдоль узких разломных зон отмечается предпозднейасовый динамометаморфизм (Г.Кларк, Р. Дэвис, Й. Штеклин).

Южный Памир

В пределах Южного Памира краевая часть Гондванской платформы опять попадает на территорию СССР. Ее северной границей служит Танымасский (Ванч-Акбайтальский) разлом, являющийся продолжением к востоку Главного Гиндукушского и Центрально-Бадахшанского разломов.

Палеозойские комплексы Южного Памира участвуют в сложной покровно-складчатой структуре альпийского возраста [Руженцев, 1968, 1971]. Собственно палеозойских структур не сохранилось. О них можно лишь догадываться по разной полноте разрезов и фаціальным изменениям толщ. В зоне Юго-Восточного Памира, пользуясь методами палеотектонических реконструкций, можно восстановить северо-западное окончание единого палеозойско-мезозойского прогиба [Руженцев, Белов, 1973].

Выделяющиеся здесь дорифейские и рифейские толщи кратко охарактеризованы совместно с аналогичными толщами Восточного Афганистана в предыдущем разделе. Возможный аналог венд-кембрийских отложений Ирано-Афганского сектора — верхняя (джамакская) свита (1500 м) ванч-язгулемской серии, распространенной в западной части Центрального Памира. Она перекрыта согласной либо с незначительным несогласием зорабатской ($\epsilon_3 - O_1$) свитой и состоит из серых и розовато-серых кварцитов и песчаников, содержащих прослои кварц-слюдяных сланцев, мраморов, линзы конгломератов и метаэффузивов. В песчаниках местами прекрасно сохранились косая слоистость, знаки волновой ряби и др. Б.Р. Пашков [1975] предполагает, что нижняя часть ванч-язгулемской серии также относится к венду. От более

сильно метаморфизованных и дислоцированных серий она отделяется разломом. Палеозойские отложения Южного Памира распространены в пределах трех зон: Центрального Памира, Рушанско-Пшартской и Юго-Восточного Памира (см. рис. 12, 68).

Стратиграфический разрез палеозоя Центрального Памира начинается с кембрийских отложений. При этом фаунистически охарактеризованные известняки нижнего кембрия (25 м) известны лишь в тектонических клиньях в зоне Акбайтальских и Рушанско-Пшартских разломов. Нерасчлененные отложения верхнего (возможно, среднего?) кембрия — нижнего ордовика представлены преимущественно доломитизированными известняками и мраморами (с трилобитами). В их основании залегают светлые (белые, розовые и зеленоватые) кварциты, соответствующие, возможно, кварцитам верхов нижнего кембрия (свиты Лалун) Ирана, а внутри отмечаются маломощные прослои основных вулканитов.

Средне-верхнеордовикские отложения представлены преимущественно глинистыми сланцами и песчаниками, переходящими вверх в преимущественно карбонатные толщи силура и девона. Изредка по разрезу (O_2 , S_1-D_2) встречаются прослои туфов или эффузивов основного, среднего и субщелочного состава.

Нижне-среднекаменноугольные отложения известны двух типов (рис. 68). В зоне Акбайтальских и Рангульских тектонических чешуй они преимущественно карбонатные и охарактеризованы окаменелостями во всех ярусах, имеющих одни с другими согласные взаимоотношения. Они залегают на известняках верхнего девона с небольшим размывом и также с небольшим размывом перекрыты известняками верхнего карбона. Этот карбонатный маломощный разрез продолжается и выше вплоть до среднего триаса.

Разрез второго типа начинается с мощной (свыше 1000 м) терригенной толщи (типа сарезской¹ свиты R—C?) — глинистые сланцы, алевролиты, слюдистые полимиктовые песчаники. В их верхней части в урочище Калакташ встречаются в пестроцветной пачке песчаников и алевролитов зелено-серые биотитовые кварцевые порфиры, туфы и туфопесчаники, образующие невыдержанные пласты (1—8 м). На отложения сарезской свиты и ее аналогов несогласно налегают невыдержанные карбонатные отложения верхов верхнего карбона — верхней перми. Они маломощные (40—180 м), имеют внутри перерывы между нижней и средней пермью, внутри верхней перми, маркируемые конгломератами, иногда грубыми, и бокситоносными горизонтами (до 25 м). Иногда в составе толщи присутствуют кварцевые песчаники и вулканические породы (порфириды, альбитизированные трахитовые порфиры — 2—7 м), встречаются раннепермские растительные остатки. На размытой поверхности известняков перми в основании триаса везде залегают красновато-бурые железистые бокситы, которые вверх сменяются песчаниками и мергелями. Нижний — средний триас Центрального Памира относительно маломощный, известняково-мергелевый, а верхний — мощный (до 3000 м) песчано-сланцевый флишоидный.

Наиболее древними палеозойскими отложениями зоны Юго-Восточного Памира являются каменноугольные и пермские. Они расчленены в основном по фораминиферам на ряд свит, возраст которых, за исключением самой нижней — базардаринской, достаточно хорошо обоснован. Взаимоотношений с более древними комплексами базардаринская свита (C_1-P_1ar) не имеет. Она сложена темными алевролитами и аргиллитами, заключающими прослои граувакковых и полевошпато-кварцевых гравелитов, известняков и конгломератов. Мощность 1500—2000 м. В нижней части свиты имеются прослои (до 1,5 м) диабазов, андезитов и андезито-дацитов, а в средней части находится исключительно интересная пачка (20—150 м), в которой крупные валуны и глыбы различных пород, подобных породам нижней части свиты, залегают внутри сильно деформированных алевролитов. Иногда в алевролитах обнаруживаются небольшие линзы (до 30 м) базальтов, метадиабазов и андезито-дацитов, а также конгломератов с обломками граносиенит- и сиенит-порфиров. Валунная пачка, возможно, является аналогом ледниковых образований позднего карбона районов Спити, Соляного Кряжа, а вулканические прослои — Панджальских траппов

¹ В споре о возрасте сарезской свиты веским доводом в пользу докембрия является угловое несогласие в основании перекрывающего ее верхнего карбона, установленное еще П.П. Чуенко. Подобные несогласия внутри палеозоя нетипичны для Перигондванской области.

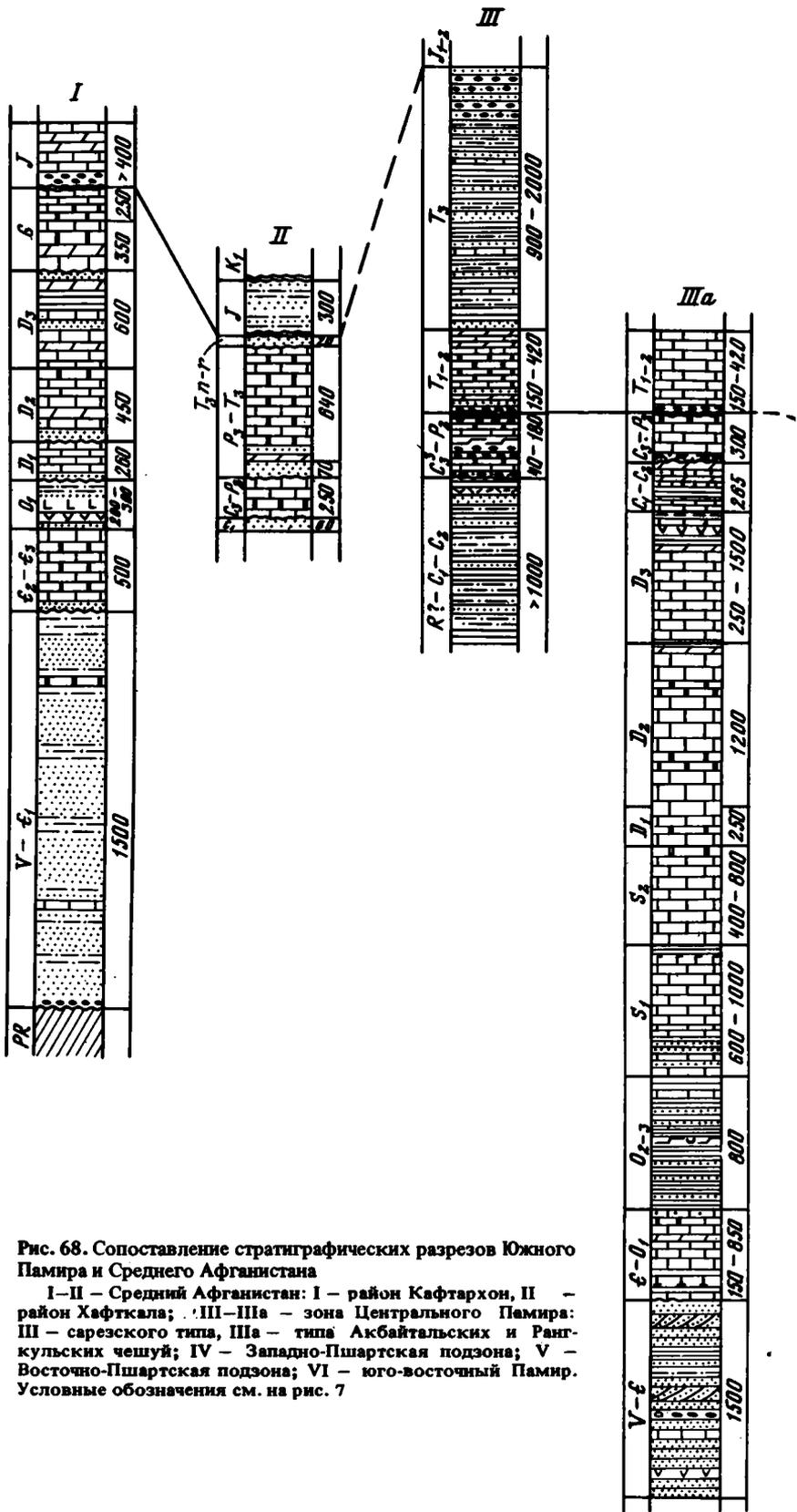
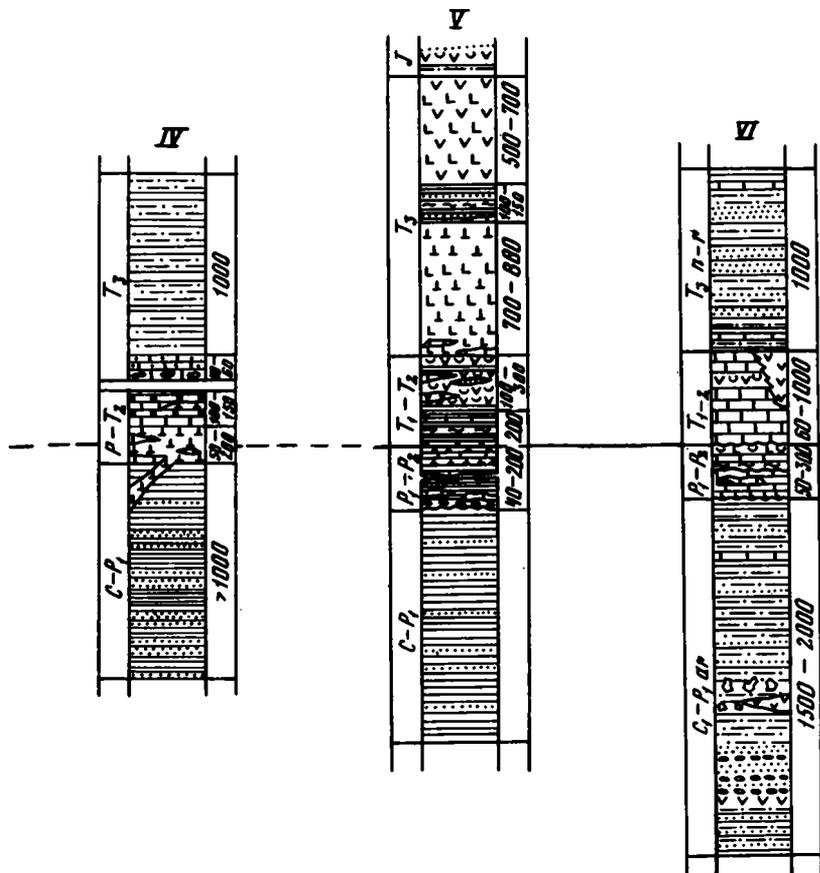


Рис. 68. Сопоставление стратиграфических разрезов Южного Памира и Среднего Афганистана

I—II — Средний Афганистан: I — район Кафтархон, II — район Хафткала; III—IIIa — зона Центрального Памира: III — сарезского типа, IIIa — типа Акбайтальских и Рангкульских чешуй; IV — Западно-Пшартская подзона; V — Восточно-Пшартская подзона; VI — юго-восточный Памир. Условные обозначения см. на рис. 7



Кашмира. Возраст свиты обоснован разрозненными находками окаменелостей мшанок, брахиопод, кораллов, аммоноидей и других карбона, ассельско-сакмарского и артинского ярусов нижней перми (В.П. Новиков). В отложениях базардаринской свиты наблюдаются фациальные переходы, показывающие, что к центру бассейна Юго-Восточного Памира среди терригенных пород появляются пласты детритовых и биогермных известняков.

Выше наблюдается резкое изменение характера разреза. Согласно залегающие пермские отложения образуют три фациальные зоны — окраинную, промежуточную и центральную. Породы перми (50–300 м) очень разнообразны. В целом это карбонатная толща с широким набором фациально замещающихся типов известняков: биогермных, органогенно-детритовых, глинистых, афанитовых, а также известняковых конгломератов и песчаников. Существенную роль играют вулканические и кремнистые породы. В верхах и низах средней перми спилиты и диабазы (20–120 м) чередуются в разрезе с известняками, аргиллитами и туфогенными породами. Базальтоидный вулканизм эксплозивного типа наиболее характерен для Промежуточной подзоны. В низах верхней перми развиты карбонатно-глинисто-кремнистые отложения (до 120 м) с радиоляритами, спонголитами и редкими линзами основных эффузивов. Верхняя часть перми сложена вулканогенно-осадочной толщей (до 140 м), содержащей линзы спилито-диабазов, долеритовых порфиритов и кератофиров. Большинство пород имеет примесь туфового материала. Вероятно, между нижней и верхней пермью и внутри верхней перми имеются перерывы в осадконакоплении. Триасовые отложения залегают с размывом на пермских. Они также устроены весьма сложно. Это преимущественно карбонатные толщи, часто маломощные (60–120 м), с кремнистыми и вулканогенными породами вплоть до норийского яруса, иногда мощные вулканические. Верхи триаса обычно сложены мощной (до 1000 м) терригенно-глинисто-сланцевой толщей.

Рушанско-Пшартская зона¹ индивидуализируется в своем развитии в основном в мезозое (триасе), но процесс рифтогенеза начался здесь несколько раньше. Последние данные по этой зоне были получены в результате работ Э.Я. Левена, Б.Р. Пашкова, Б.К. Куштина, В.А. Швольмана. В Пшартском хребте выделяются две подзоны, разделенные в современной структуре Караджилгинским надвигом. Толщи Западно-Пшартской подзоны (северной) прорваны гранитами джизевского типа (T_3-I_1) и сильнее метаморфизованы. С севера эта подзона по Северо-Пшартскому разлому граничит с зоной Центрального Памира. Восточно-Пшартская подзона (юго-восточная) ограничена с юга Северо-Мургабским надвигом.

В обеих подзонах в основании разреза распространены толщи, аналогичные базардинской свите Юго-Восточного Памира. Это монотонные терригенные серии (500—1500 м), сложенные кварцитовидными кварц-полевошатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых сланцев, иногда пестрые линзы мраморов. В толще встречаются силлы и дайки основных и ультраосновных пород. Выше следует карбонатно-вулканогенно-кремнистая толща верхов нижней и верхней перми, также близкая по составу и мощностям к таким же толщам Юго-Восточного Памира. Характерная особенность этой толщи — присутствие в Западно-Пшартской подзоне большого количества вулканических пород в виде даек, силлов, тектоно-магматических брекчий, эффузивов и грубых пирокластов в известняках. Состав вулканитов основной, ультраосновной (пикритовые базальты) и реже средней. Известняки содержатся часто в виде глыб (до десятков метров), сцементированных эффузивным материалом, но имеются и известняковые конгломерато-брекчии с окатанными обломками вулканических пород. По-видимому, вулканизм, начавшийся в середине перми, продолжался до конца периода, а затем — в триасе (см. рис. 68).

Рассмотренные зоны Южного Памира представляются для палеозоя в качестве палеоструктур второго порядка, принадлежащих области подвижного шельфа Гондваны. Они в главных чертах строения и истории развития сходны между собой и со смежными зонами, известными в Афганистане, Пакистане и Северной Индии. Работами советских геологов последних лет в Среднем Афганистане установлены конкретные продолжения зон Южного Памира к западу от Памиро-Афганского сдвига. По данным В.И. Дронова, Э.Я. Левена, И.В. Пыжьянова, И.И. Сонина и других, там выделены каменноугольные разрезы двух типов: карбонатного и терригенного. Первый отвечает Центрально-Памирскому, а второй — Юго-Восточно-Памирскому разрезам. Каменноугольные отложения карбонатного типа вместе с девонскими и пермскими породами того же состава образуют в современной структуре зоны тектонических чешуй и останцы покровов, будучи в большинстве пунктов аллохтонными образованиями.

Суммируя кратко историю развития Иранской плиты в течение палеозоя, надо отметить следующее. После байкальской эпохи складчатости, закончившейся здесь в конце рифея, и орогенной стадии развития в венде — начале кембрия наступил платформенный период. С кембрия до конца перми, а в большинстве районов до конца среднего триаса здесь существовали эпиконтинентальные моря, то обширные, покрывающие почти всю территорию, то разделявшиеся на отдельные бассейны, заливы, лагуны, между которыми возникали поднятия суши. В отдельных устойчивых прогибах осадконакопление сохранялось почти непрерывно. Образовавшиеся осадки характеризуются фациями открытого моря, лагунными и континентальными. Вулканизм имел платформенный характер. В течение всего палеозоя постоянно чувствуется присутствие обширной суши к югу² и открытого крупного морского (или океанического) бассейна к северу и востоку, откуда обычно распространялись трансгрессии.

Целостность этой территории нарушилась в конце перми, когда возникли расколы вдоль Загросского шва. Последние, вероятно, соединялись с системой рифтов, отделивших Индию от Южного Афганистана и Пакистана и Африку от Мадагаскара с возникновением Мозамбикского пролива [Termier H., Termier G., 1974]. Серьезным

¹Вернее, та структура, которая представлена сейчас аллохтонными комплексами Рушанско-Пшартской зоны.

²В Кумаоне и Непале установлено, что мелководные платформенные условия с северным направлением палеотечений были характерны для кембрия и ордовика.

подтверждением этим заключениям является верхнепермский возраст рифовых известняков и нижней части вулканогенно-кремнистой толщи (?), входящей в состав офиолитовой ассоциации в Омане [Glennie et al., 1973]. Фаунистические комплексы перми и триаса автохтона и "оманских экзотиков" находились в связи один с другим. В автохтоне в поздней перми имелись проявления вулканизма (основные лавы, туфы, дайки в метаморфическом основании), связанного с рифтогенезом [Gealey, 1977].

Состав и характер изменения палеозойских отложений Южного Памира показывают, что с начала палеозоя и до аргинского века большая его часть представляла собой относительно прогнутую, может быть, батальную зону на краю Гондванского континента. Аналогичная зона намечается в Центральном Афганистане в горах Туркман (Ж. Блейс, В.И. Дронов и др.). Карбонатные разрезы Центрального Памира, возможно, характеризуют микроконтинент, относительно приподнятый над уровнем морского дна, подобно Багамской банке. С середины ранней перми Юго-Восточный Памир и часть Центрального Памира, где терригенные толщи сменились карбонатными, возможно, превратились в микроконтинент в результате начавшегося рифтогенеза при образовании Мезотетиса вдоль шва Инда. На вновь образовавшемся микроконтиненте стали отлагаться маломощные карбонатные осадки с перерывами и бокситовыми горизонтами, сменявшиеся кремнистыми горизонтами с радиоларитами и спонголитовыми илами, свидетельствующими о погружениях. Картина дополняется сопутствующим базальтовым вулканизмом. В свою очередь раскол этого микроконтинента начался несколько позже, тоже в перми с образованием прогиба Рушанско-Пшартской зоны.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ

Изучение допалеозойских комплексов Средиземноморского пояса позволяет думать, что в позднем докембрии между Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформами располагалась геосинклинально-океаническая область — Прототетис. Время ее возникновения пока не ясно, не выяснено также, является ли она унаследованной или наложенной на структуру более раннего докембрия, блоки которого здесь имеются. Решению этих вопросов препятствуют неразработанность стратиграфии сильно метаморфизованных в основном докембрийских комплексов отдельных массивов Средиземноморского пояса, таких, как Родопский, Сербско-Македонский, Анатолийские, Паннонский и Карпатские, Альп и Кавказа, а главное, отсутствие исследований по их корреляции между собой и с докембрием смежных древних платформ. Структурное положение ряда массивов также проблематично.

Многие исследователи, начиная со Г. Штилле, считают, что дорифейские комплексы Средиземноморского пояса являются останцами некогда единой древней платформы, расколовшейся при заложении пояса. Такие "останцы" имеются в пределах Перигондванской платформенной области (Юго-Западный Памир, Афганистан) и по краям Восточно-Европейской платформы (фундамент Мизийской плиты, Франко-Испанская платформа) [Павловский, 1975]. На остальной части Альпийской области среди кристаллических масс нет определенно дорифейских комплексов. Ими могут оказаться частично метаморфиты Родопского массива, а также обнаженные в зонах глубинных взрывов катазонально метаморфизованные комплексы кинцитиговых гнейсов и гипербазитов (зона Ивреа, Калабрия, Гибралтарская дуга).

Более определенно установлено, как показывает материал предыдущих глав, что в конце докембрия в Средиземноморском поясе широко проявилась байкальская складчатость. В результате значительная южная часть Прототетиса, выходящая и к югу за пределы Альпийской области, завершила свое развитие, причленившись к южному матерiku. Как отмечал Н.А. Штрейс [1964], именно рифейские складчатости спаяли в единое целое материк южного ряда. В южной части Прототетиса проявились лишь ранние фазы байкальской эпохи, и уже с позднего рифея и венда в краевой части Гондванского континента стали образовываться эпиконтинентальные, иногда

межгорные впадины, заполнявшиеся, в частности, красноцветными мелкообломочными молассами и продуктами орогенного вулканизма. Особенностью байкальского орогенеза была незначительная расчлененность рельефа.

С кембрия до конца перми, а во многих районах до среднего триаса эта область развивалась как платформенная. В палеозое здесь существовали эпиконтинентальные моря, то обширные, покрывавшие почти всю территорию, то разделявшиеся на отдельные бассейны, заливы, лагуны, между которыми возникали участки суши. В отдельных устойчивых прогибах, как, например, в Гельмендском в Афганистане, осадконакопление сохранялось почти непрерывно. В течение всего палеозоя постоянно чувствуется присутствие обширной суши к югу и открытого морского (или океанического) бассейна к северу и востоку, откуда обычно распространялись трансгрессии. В западной части Средиземноморского пояса в допозднепалеозойское время трансгрессии распространялись с запада с Палеоатлантики.

В этой области накопился однородный выдержанный платформенный чехол средней мощностью 3–4 км. Никаких допермских палеозойских отложений, залегающих непосредственно на комплексах древней океанической коры, не отмечено¹.

За последние годы было много попыток отнести эту территорию к миогеосинклинальным, парагеосинклинальным, геосинклинальным областям всего развития и т.д. При всей неопределенности этих понятий представляется, что все эти попытки были неудачны. Однако они выявили интересные структуры внутри Перигондванской платформенной области. Например, в Восточном Иране – Керманско-Кашмирский прогиб, или авлакоген, с мощностью заполняющих его палеозойско-триасовых толщ до 14 км. Впервые отличие этого района от соседних отметил Й. Штёклин [Stöcklin, 1968], но наиболее выпукло его значение показано в статье В.И. Браташа [1975]. Аналогичный прогиб известен в Северной Африке – авлакоген Угарта.

Представить себе эту область в палеозое не как платформенную, а как архипелаг отдельных крупных столообразных островов – микроконтинентов, разделенных узкими геосинклинальными прогибами, еще может быть и можно для периодов карбонатного осадконакопления (хотя нигде неизвестно достоверных геосинклинальных отложений предполагаемых прогибов), но для периодов терригенного, в особенности континентального осадконакопления, когда палеогеография требует присутствия крупных эродированных поднятий и единых бассейнов осадконакопления, этого сделать нельзя.

Южная пассивная окраина Палеотетиса хорошо восстанавливается вдоль простирания Средиземноморского пояса, от побережья Северной Африки через Южные Альпы, Динариды, Эллиниды, Таврские горы до Эльбурса, Центрального Афганистана и Южного Памира. К северу платформенные отложения замещаются отложениями континентального склона, оконтуривающими внешнюю границу обширной шельфовой области. Закономерно, что к югу морские палеозойские отложения уже в пределах континентов Африки и Аравии замещаются континентальными образованиями, о чем писали многие исследователи и что подтверждают литофациальные карты, составленные недавно Е.Д. Сулиди-Кондратьевым и В.В. Козловым.

В пределах Перигондванской платформенной области нигде не проявлялись каледонская и, за исключением Северной Африки, герцинская складчатости, хотя перемены в осадконакоплении, синхронные тектоническим движениям этих эпох, имеются. На большей ее части отсутствуют также гранитоидный плутонизм и явления метаморфизма. Вулканизм носил платформенный характер – траппы, отдельные небольшие излияния разного состава.

Особого внимания заслуживает положение Закавказского массива, где так же, как и в Атласской области Северной Африки и на Пелагонийском массиве, проявились тектоно-магматические процессы герцинской орогенной стадии. Они выразились в образовании калиевых гранитных интрузий, метаморфизме, преимущественно назем-

¹ К северу от Ормузского пролива и в Иранском Белуджистане, по устному сообщению Р. Хушман-Заде, имеются палеозойские (S–D) зеленосланцевые толщи в ассоциации с офиолитами. Если это действительно так, то их присутствие там можно объяснить положением этого района на восточном краю Аравийско-Ирано-Афганского блока бывшей Гондваны, где, по реконструкции А. Смита и А. Халлама, существовал залив Палеотетиса между этим блоком и Индией и Тибетом.

ном известково-щелочном вулканизме и возникновении расчлененного рельефа, в понижениях которого накапливались мелководно-морские и континентальные моласовые отложения. В связи с этим некоторые исследователи [Адамия, Шавишвили, 1979], привлекая еще целый ряд фактов и косвенных соображений, относят Закавказский массив к южному краю Евразии, а сутурой Палеотетиса считают Эрзинджан-Севанский офиолитовый шов. Этой модели, с моей точки зрения, противоречит положение зоны Южного склона Большого Кавказа (Сванетской) к северу от Закавказского массива, остающейся незамкнутой в течение всего палеозоя и начала триаса. В самой Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоне неизвестно никаких достоверных палеозойских толщ, которые могут представлять структурно-формационные зоны Палеотетиса. Поэтому Закавказский массив мною рассматривается как краевое поднятие Гондванского шельфа (см. рис. 69)¹. Он часто служил источником сноса в течение инфракембрия и палеозоя. Палеомагнитные данные, полученные недавно Ш.А. Адамия, Б.З. Асанидзе и Д.М. Печерским для намюрско-башкирских отложений Храмского и Дзирульского выступов, не могут с должной определенностью указывать на принадлежность Закавказского массива к южному краю Евразии, так как после герцинской эпохи складчатости ширина Палеотетиса резко уменьшилась и могла составлять величину в пределах точности палеомагнитных измерений. Иными словами, в это время северный край Гондваны на Кавказском пересечении был расположен близко к южному краю Евразии, и разделить их палеомагнитным методом затруднительно. Данные тех же исследователей о положении Южного Закавказья в конце девона — начале карбона на северном краю Перигондванской области вблизи Аравии (22° ю.ш.) хорошо согласуются с аналогичными материалами по Эльбурсу.

В северной части Средиземноморского пояса проявилось несколько эпох (дальсандская, байкальская (кадомская)) и фаз (предпозднерифейская, предвендская, предордовикская) позднедокембрийского тектогенеза. Это хорошо доказывается для Среднеевропейской области [Павловский, 1975; Хаин, 1977а,б], Карпат, Балкан [Журавлев, 1967; Mahel, 1975], Сардинии. Однако повсеместной достаточно мощной континентальной коры, подобно южной области, не сформировалось. Отдельные ее участки приближались по строению к материковым, но между ними находились участки коры переходного или океанического типов. Эти заключения основаны на незначительном распространении позднепротерозойских гранитоидов и орогенных образований. Позднедокембрийский метаморфизм проявился широко, но во многих местах он не доказан, в частности в Альпах и на Большом Кавказе. Даже в Богемском массиве докембрийский возраст ряда метаморфических толщ поставлен под вопрос (Д.Н. Андрусов и др.). Присутствие докембрийского метаморфического фундамента или гранитно-метаморфического слоя переходной стадии формирования континентальной коры более определенно доказывается для внешних зон Палеотетиса: Средней Европы, Восточных Карпат, Западного Понта, Скифской плиты. В более южных внутренних зонах Палеотетиса чаще можно видеть или предполагать меланократовый фундамент океанического типа.

Таким образом, представляется, что Палеотетис в основном унаследовал северную часть области Прототетиса. История формирования Палеотетиса в начальный период ясна далеко не полностью. Так, в ордовике наряду с зонами, продолжавшими прогибаться и имеющими в основании океаническую кору (Южные Карпаты, Восточная Сербия, Стара Планина), можно предполагать образование новых зон с океанической корой, т.е. либо новый импульс спрединга в унаследованных зонах, либо рифтогенез и деструкцию коры переходного типа (Альпы, Большой Кавказ). Процессы растяжения, углубления и расширения Палеотетиса продолжались до силурийского и девонского периодов, но уже в середине силура произошли первые складчатые движения, появились первые конгломераты с обломками пород офиолитовой ассоциации (Передовой хребет Северного Кавказа). К девону геосинклинальные процессы привели к дальнейшей дифференциации тектонических условий в Палеотетисе, возникновению новых массивов гранитно-метаморфического слоя (Карпаты, Большой Кавказ, Каракумский? и Карабугазский? массивы). Эти явления позволяют некоторым авторам

¹ Примерно этой же точки зрения придерживаются французские исследователи [Bergougnan, Fourquin, 1980], которые, однако, северную границу Гондваны провели через Дзирульский массив.

выделять самостоятельный каледонский этап развития [Надарейшвили, 1977] (Н.П. Семенов, Ф.И. Жуков и др.).

Внутренняя зональность структуры Палеотетиса может быть представлена лишь в самом общем виде. Мы ее обрисовем такой, как она видится для среднего палеозоя, точнее девона. Континентальный склон и его подножие Восточно-Европейской платформы намечаются в области Скифской плиты. К востоку эта зона через продолжение Донецкого бассейна соединяется с гомологичной зоной западного склона Урала (В.Н. Пучков)¹. К западу она окаймляла уже Мизийскую плиту и ее продолжение в западной части Черного моря. В настоящее время здесь многие границы вторичные, тектонические, нарушившие первичную зональность во время герцинской эпохи складчатости.

Мизийская плита представляла собой небольшой шельф – продолжение Восточно-Европейской платформы, в пределы которого проникал, рассекая его, прогиб Северной Добруджи. Его продолжение к востоку на соединение с батиклиальной зоной в Равнинном Крыму проблематично, а к западу он, вероятно, первоначально открывался в область Средней Европы через юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы и Мораво-Силезскую зону, о чем говорит сходство фаций и фаунистических ассоциаций. Комплексы горных пород континентального склона и подножия Мизийской плиты, устанавливаемые в Балканах, продолжают к юго-востоку в Западный Понт, где срезаются молодыми альпийскими разломами. Можно предполагать, что продолжение этой зоны когда-то соединялось через Черное море с батиклиальной зоной окраины Восточно-Европейской платформы в Крыму. К северо-западу краевая зона Восточно-Европейской платформы уходит в пределы Средней Европы за границу Альпийской области. В западной части Средиземноморского пояса комплексы типа краевых морей и континентального склона (сочетание мощных терригенных формаций, турбидитов и флишевых толщ с конденсированными терригенно-карбонатно-кремнистыми разрезами) распространены широко. Это объясняется существованием там в палеозое большого количества крупных микроконтинентов и соответственно их склонов, подножий и разделяющих их впадин².

Структуры типа островных дуг восстанавливаются для среднего палеозоя достаточно хорошо в Альпах, на Балканском полуострове и на Кавказе. Вполне вероятно, что они могли образовывать цепь таких структур, обрамлявших с юга Восточно-Европейскую платформу. Между островными дугами и батиклиальной зоной существовала область, где можно предположить краевые и внутренние моря, микроконтинен-

¹ Хотя детали этого сочленения через Северный Уступ неясны, как и неоднозначна палеотектоническая трактовка Южно-Эмбинской зоны.

² Объем книги не позволил с должной подробностью рассмотреть тектонику средневропейской герцинид. Главные черты их строения и развития как области с допозднепалеозойской корой переходного типа определяются присутствием во всех зонах (Рено-Герцинской с ее восточным продолжением в Мораво-Силезскую, Саксо-Тюрингскую вместе со Среднегерманским кристаллическим порогом, Молданубскую, охватывающей Центральный Французский массив, Вогезы, Шварцвальд, Чешский массив и продолжающейся в фундаменте флишевой и молассовой зон Альп) складчато-метаморфического каледонского или байкальского фундамента, часто интродуцированного гранитоидами. В основании кембрия–девона обычно имеются несогласия, однако многие исследователи (К. Хот, Г. Хиршман, Г.Ю. Пейх и др.) отмечают в ряде мест и непрерывные переходы от докембрия к палеозою, позволяющие предполагать там сквозное развитие. В догерцинских комплексах установлены обилие основных вулканитов и присутствие ультрабазитов, свидетельствующих о существовании бассейнов с океанической корой.

Характер ниже-среднепалеозойского магматизма говорит о том, что земная кора в это время обладала большой подвижностью и проницаемостью (П. Банквич), однако бассейны с океанической корой не доказаны из-за полного отсутствия цельных фрагментов палеозойской океанической коры. Сутурная зона бывшего бассейна с океанической корой намечается вдоль границы Саксо-Тюрингской и Молданубской зон [Хайн, 1977а, б].

Палеозойские доорогенные формации весьма разнообразны по составу, внутреннему строению и мощностям, они образовались в условиях тектонически релаксированной области – глубоководных и мелководных прогибов, разделенных островными поднятиями – от континентального склона на севере до Молданубского микроконтинента. К югу от последнего наиболее вероятно располагался основной океанический бассейн Палеотетиса, сутуру которого Х. Флюгель [Flügel, 1978] предположительно проводит вдоль Перипьенинского линейного.

ты, т.е. зону с корой переходного типа. Эта зона протягивалась между склоном Восточно-Европейской платформы и Передовым хребтом Большого Кавказа, между Мизийской плитой и Сербско-Македонским массивом, захватывала значительную часть Восточных Карпат и Паннонской впадины и большую часть Средней Европы между краем "континента древнего красного песчаника" и Восточными Альпами.

За островными дугами и микроконтинентами можно предполагать океанический бассейн Палеотетиса. Насколько он был широк и какими отличался особенностями, сказать трудно, настолько мало от него сохранилось свидетельств. Оставшаяся от него сутура¹ наиболее представительна в Вардарской зоне. Не очень уверенно протягиваясь через центральную часть Паннонской впадины, она далее следует вдоль горной цепи Западных Карпат и Альп в Восточную Сардинию, а затем, возможно, через Западно-Средиземноморский бассейн в горы Сьерра-Невада Южной Испании. К востоку сутура Палеотетиса через Северо-Западную Анатолию, сместившись по крупному сдвигу через Черное море, трассируется через Большой Кавказ, Копетдаг, Главный Гиндукушский разлом на Северный Памир. К югу располагалась пассивная для девонского времени обширная окраина Гондваны. Ее мощные преимущественно карбонатные осадки могут указывать на значительную ширину океанического бассейна Палеотетиса.

Наиболее поздние проявления процессов новообразования океанической коры в Палеотетисе обнаруживаются на Северном Памире, где они происходили в начале карбона [Руженцев и др., 1977]. Для остальной части Палеотетиса молодые раскрытия можно только предполагать по нахождению океанических базальтов (в Альпах) и по вероятному раннекарбонному возрасту офиолитов в Вардарской зоне (А. Грубич) и некоторым другим косвенным данным. Надо сказать, что тектонические события раннего карбона в Средиземноморском поясе заслуживают большего внимания. Возможно, усиление процессов рифтогенеза и расширения, масштаб которых неясен, в одних зонах послужило причиной герцинского скучивания горных масс, в других, может быть, первые были лишь осложняющими явлениями.

Процесс формирования континентальной коры на площади Палеотетиса на начальных стадиях протекал длительно через посредство сложных вещественных преобразований, связанных с метаморфизмом, метасоматозом, гранитизацией и т.д., как и во многих других изученных в настоящее время регионах (Западный Тянь-Шань — Г.И. Макарычев, Урал — А.С. Перфильев, Центрально-Азиатский пояс — Л.П. Зоненшайн и др.).

В середине карбона произошли наиболее сильные сжатия и скучивание горных пород на пространстве Палеотетиса, образовались складчатые зоны, возникли шарьяжные структуры. Эти процессы привели к существенной консолидации и становлению континентальной земной коры. Предвестники этих движений, первые их фазы фиксируются еще перед поздним девонем синхронно бретонской фазе складчатости, когда образовались новые поднятия (в Старой Планине, в Передовом хребте Северного Кавказа и т.д.). В позднем девоне, но особенно в раннем карбоне широко распространяются формации терригенного флиша с турбидитами, олистостромами, которые постепенно заполняли оставшиеся прогибы Палеотетиса. Наиболее сильные движения произошли в середине визе и в конце среднего карбона, в судетскую и леонскую (астурийскую) фазы складчатости, после которых геосинклинальный режим на большей части Палеотетиса прекратился. О значительности этих движений и в особенности их горизонтальной компоненты свидетельствует региональное распространение шарьяжей, доказанных, в среднеевропейских герцинидах, на Кавказе, на Балканах и в Карпатах, в Альпах и на Памире.

В западной части пояса в результате герцинского тектогенеза возник новый крупный участок с континентальной корой, который объединил Европу и Африку в единый континент. О формировании на месте складчатой области, возникшей из Палеотетиса, нормальной континентальной коры свидетельствуют широкое распространение позднепалеозойских калиевых гранитов, моласс, наземных вулканических толщ, возникновение крупных участков суши, горных хребтов.

¹ Вопрос о сутуре Палеотетиса заслуживает дальнейшего изучения. Возможно, такой главной сутуры, особенно в западной части Палеотетиса, и не удастся обособить.

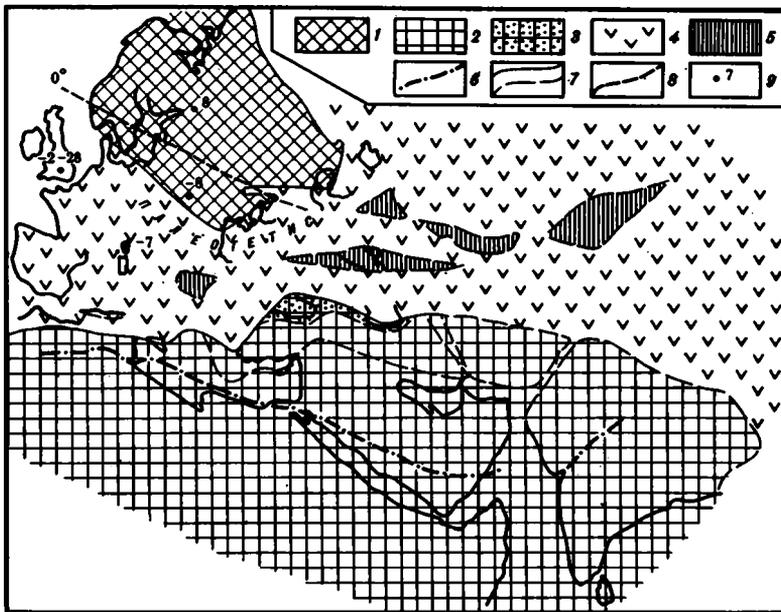


Рис. 69. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для среднего палеозоя
 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Гондвана; 3 – Закавказское краевое поднятие; 4 – пространство Палеотетиса, на востоке сливается с Центрально-Азиатским океаном; 5 – микроконтиненты; 6 – примерная южная граница рифейского фундамента Гондваны; 7 – ограничения структурных элементов и разломы; 8 – линия палеоэкватора; 9 – точки палеомагнитных измерений

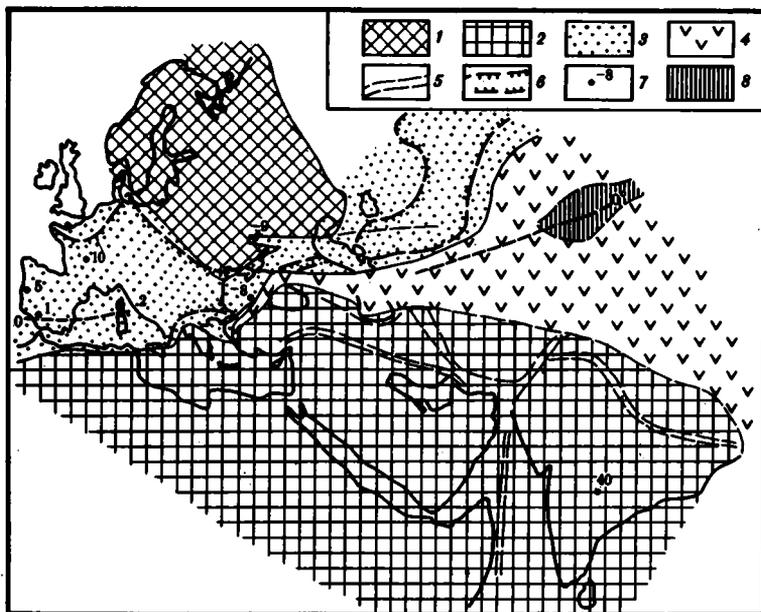


Рис. 70. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для позднего карбона—ранней перми
 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Гондвана; 3 – герцинская складчатая область; 4 – остаточный океанический бассейн Палеотетиса; 5 – расколы зарождающегося внутри Гондваны Мезотетиса; 6 – контуры краевого вулканического пояса (по А.А. Моссаковскому); 7 – точки палеомагнитных измерений; 8 – Таримский микроконтинент

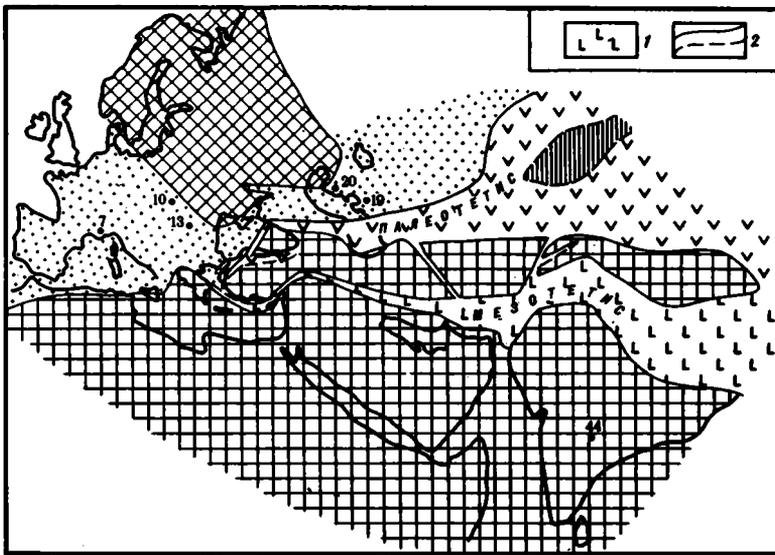


Рис. 71. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для поздней перми—раннего триаса

1 — новообразованный океанический бассейн Мезотетиса; 2 — разломы и ограничения структурных элементов. Остальные условные обозначения см. на рис. 70

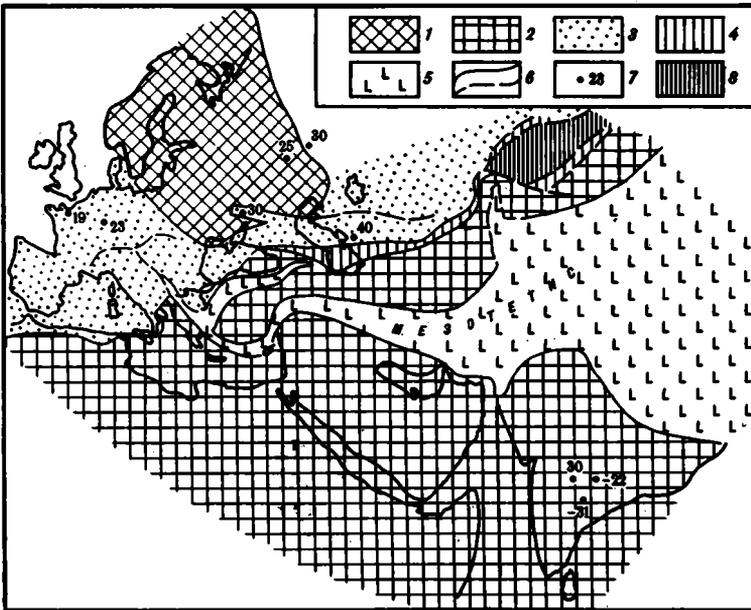


Рис. 72. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для позднего триаса

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Гондвана; 3 — область молодых эпигерцинских платформ; 4 — раннепермийская складчатая зона; 5 — геосинклинально-океаническое пространство Мезотетиса; 6 — ограничения структурных элементов и разломы; 7 — точки палеомагнитных измерений; 8 — Таримский блок

В позднем палеозое часть Палеотетиса продолжала оставаться незамкнутой. Она протягивалась в виде узкого реликтового бассейна вдоль южного склона Большого Кавказа, расширяясь и усложняясь в восточном направлении. Не исключено, что эта зона соединялась с Северо-Западной Анатolieй, где и выклинивалась. На Памирском пересечении эта зона уже представляла собой достаточно сложную в позднем палеозое и триасе структуру с островными дугами, бассейнами с океанической корой, микро-

континентами. Морские верхнепалеозойские отложения Динарид, Северной Венгрии, Южных Альп, Тосканы и Сицилии рассматриваются мною как образования эпиконтинентальных морей, проникавших с востока из области Палеотетиса в пределы Евразийского континента, подобно современному Персидскому заливу. При этом позднекаменноугольно-раннепермские моря не распространялись западнее Апеннинского полуострова. С севера позднепалеозойский Тетис обрамлялся горно-глыбовой областью и протягивающимся вдоль нее вулканоплутоническим поясом. Магматические процессы в его пределах не затухали до начала юры.

Вероятно, вдоль северной континентальной окраины позднепалеозойского Тетиса, в соответствии с теоретическими представлениями А.А. Моссаковского [1979] существовала зона субдукции. Автор не уверен в полной реальности классического механизма субдукции в духе "новой глобальной тектоники", но поскольку реальные современные сейсмофокальные зоны, то мы можем вполне представить и обширные наклонные срывы вдоль них. Эти срывы и субгоризонтальные поверхности скольжения на разных уровнях в коре и мантии (подкорковая субдукция, по А.В. Пейве), известные сейчас в различных районах мира [Тектоническая расслоенность..., 1980], вероятно, каким-то образом связаны между собой.

Интересно отметить, что и вдоль южного края позднепалеозойского Тетиса на территории Закавказского поднятия были проявления вулканизма и плутонизма. Привлекая данные по массиву Битлис, удастся наметить и изменение состава позднепалеозойских гранитоидов в сторону увеличения их щелочности с севера на юг. Западнее, где континенты Африки и Европы сомкнулись, также отмечаются вулканизм и гранитный плутонизм к югу от сутурной зоны: в Пелагонийском массиве, вдоль Южных Альп, в Калабрии, Сицилии и в Северной Африке. Следовательно, можно думать, что срывы в коре и мантии при сужении Палеотетиса образовывались с обеих сторон, может быть, с юга в более ограниченном масштабе.

Замыкание позднепалеозойского Тетиса и внутриконтинентальных прогибов (Мангышлакский, Западно-Кавказский, Кермано-Кашмирский и др.) по его северной и южной окраинам произошло одновременно в позднем триасе. Хотя на Северном Памире этот рубеж прямыми геологическими методами точно не фиксируется, но по косвенным признакам и по аналогии с соседними областями можно думать, что он проходит на том же временном уровне. В качестве реликтового участка океанического дна Палеотетиса может рассматриваться консолидированная часть земной коры Южно-Каспийской впадины.

Схематически история развития Средиземноморского пояса показана на рис. 69–72. В рифейское время Средиземноморский пояс был шире его современных границ, занимал часть Северной Африки, Аравию и Северо-Западную Индию примерно до линии, показанной на рис. 69 (знак б), вероятно, с ответвлениями в глубь континента. В палеозое геосинклинально-океаническое пространство Тетиса сохранилось лишь на севере. Южная часть принадлежала континенту Гондваны.

В конце палеозоя (рис. 70) на большей части Палеотетиса в результате автохтонных магматических и метаморфических процессов, а также в результате крупных горизонтальных перемещений и скупивания сформировалась континентальная кора, сохранился лишь остаточный бассейн. Вдоль его края располагался выделенный А.А. Моссаковским [1975] краевой вулканический пояс, который к западу расширялся на все пространство герцинид (на рис. 70 обозначены только его границы). Ширина позднепалеозойского Тетиса на Кавказском пересечении не была значительной, что подтверждается палеомагнитными и палеобиогеографическими данными. К востоку же эта зона расширялась, и лишь с поздней перми, как отмечал С.В. Мейен, перестала быть серьезной преградой для миграции гондванских флор на север и, вероятно, также европейских флор на юг, о чем свидетельствуют находки В.И. Дронова флоры казанского (мургабского?) века на Кабульском клине [Геология ..., 1980]. Уже в это время открылись, вероятно, рифтовые зоны будущего Мезотетиса. В поздней перми ирано-афганские блоки и Южный Памир в результате дрейфа к северу превратились в цепь микроконтинентов (рис. 71). Последние иногда погружались довольно глубоко, и на них накапливались маломощные кремнисто-карбонатные отложения (Юго-Восточный Памир). Наконец, в позднем триасе (рис. 72) замкнулся позднепалеозойский Тетис, образовав раннекеммерийскую складчатую зону. В это время к югу уже

существовало океаническое пространство Мезотетиса, история которого как новообразованного океана рассмотрена А.Л. Книппером [1975]¹.

Быстрые и значительные перемещения континентов и микроконтинентов на схемах произведены без учета возможного расширения Земли, особенно в мезозое-кайнозое, а если их учесть, то перемещения в течение палеозоя окажутся меньшими, так как они должны были бы происходить на сфере меньшего объема.

Для разных поперечных пересечений Средиземноморского пояса, сняв альпийские и герцинские деформации, можно реконструировать палеотектонические профили (см. рис. 35, 73, 74).

На палеопрофилях через Кавказ показано (рис. 73), что в раннем палеозое уже существовал геосинклинально-океанический бассейн, в среднем палеозое (девоне) образовались развитая островная дуга на Большом Кавказе и кора переходного типа, в середине визе произошло сгущивание, образовались шарьяжи. В позднем палеозое к северу от Сванетского остаточного прогиба сформировалась нормальная континентальная кора, а в позднем триасе произошли складчатость и приращение Закавказского массива к Северному континенту, а в тылу раскрытие Мезотетиса.

Для пересечения от Восточно-Европейской платформы до Апеннин профиль, составленный для девона (см. рис. 35), показывает континент на северо-востоке, затем мизийско-западночерноморский шельф с внутриконтинентальным трогом Северной Добруджи, краевое море Старой Планины, островную вулканическую дугу (массивы Пояна-Рускэ, Локва, восточная часть Сербско-Македонского), внешнюю невулканическую дугу западной части Сербско-Македонского массива, океанический бассейн Вардарской зоны, континентальный склон Внутренних Динарид, шельф Внешних Динарид и апулийскую часть Гондванского континента.

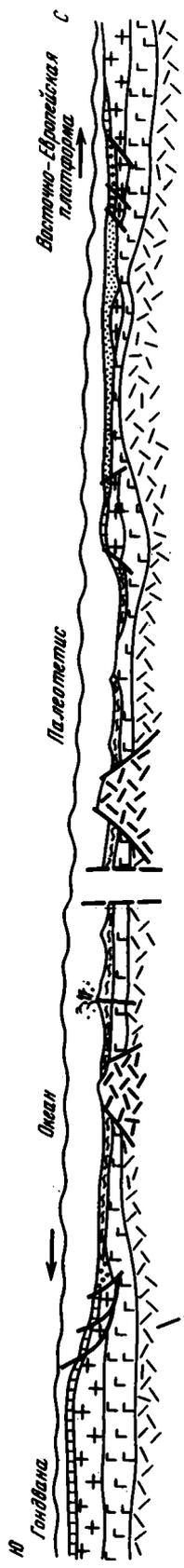
Профили с севера на юг через Восточные Альпы показывают (рис. 74), что из геосинклинально-океанической зоны, расположенной к югу от Молданубского микроконтинента, в результате герцинской складчатости образовалась горная страна. С юга она окаймлена эпиконтинентальным морем. В начале мезозоя расколы и заложение Пеннинского рифта произошли на краю Молданубского блока внутри герцинской области.

Итак, прослежена история тектонического развития Палеотетиса с начала палеозоя до конца триаса. На исследованной территории все его структурные зоны к этому времени закончили свое развитие. Более молодые альпийские структуры в историческом аспекте являются новообразованными по отношению к предшествующим им структурам, о чем писали еще Э. Арган [1935] и Р. Штауб [1938], а позже Б.А. Петрушевский [1970а,б], хотя в структурном аспекте локально они могли быть и унаследованными.

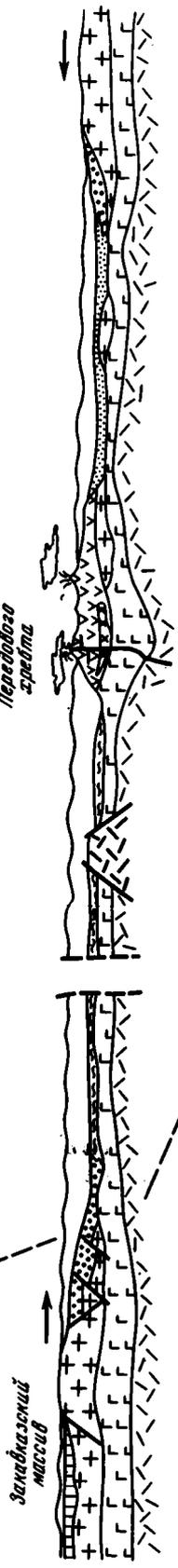
Наложенное косесекущее положение Альпийской области хорошо иллюстрируется прослеживанием ее границ по отношению к предшествующим палеотектоническим элементам. Южная граница на западе проходит внутри герцинской складчатой области, далее в Динаридах она прослеживается вдоль бывшего края континента Гондваны, затем в Анатолии и далее в Иране и до Гималаев — между фрагментами Гондванского материка: Индией и Аравией с юга и Восточно-Анатолийским, Ирано-Афганскими и Гималайско-Тибетским с севера. Северная граница на западе также проходит внутри герцинид, затем на Кавказе — по южному краю герцинской складчатой области, в Копетдаге, Афганистане и на Северном Памире — вдоль зоны ранних киммерид, а восточнее — уже южнее них. Хотя многие современные границы альпийских структур и являются вторичными, возникшими в результате значительных альпий-

¹ Надо отметить, что в мезозое-кайнозое стиль развития не менялся. Многие закономерности, установленные для палеозоя, подтверждаются [Geology..., 1980]. Так продолжались распад Гондваны, расхождение составляющих ее блоков, откалывание и северный дрейф континентов и микроконтинентов, последний из которых — Аравийский — начал отделяться от Африки в миоцене с образованием в дальнейшем рифта Красного моря. Все гондванские блоки, такие, как Тибет, Индия с Гималаями, Ирано-Афганские, Анатолийские и Апулийский, последовательно приращивались к Евразийскому континенту с образованием в месте соединения разновозрастных зон смятия, сутур и т.д. Этот процесс не был однонаправленным и не прослеживается в чистом виде. Он нарушался образованием осложняющих рифтовых структур, сдвигов, возникновением зон растяжения, а также влиянием поперечных структур, искажавших временные закономерности развития вдоль простирающегося пояса.

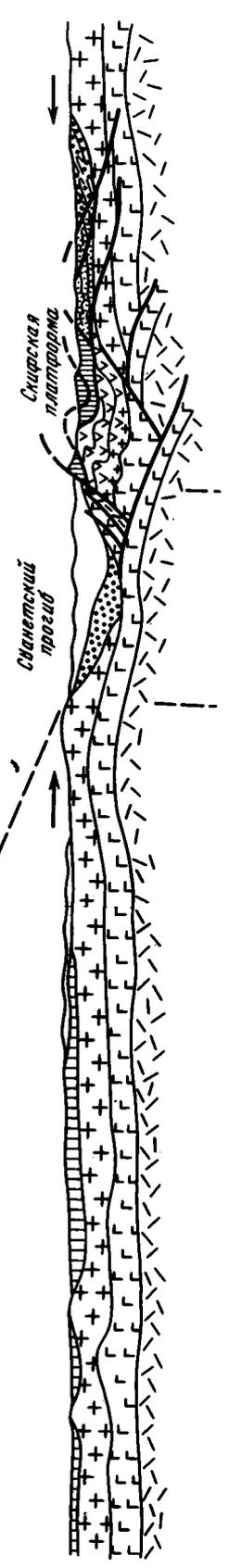
РЗ₁



Д
Зона Главного и
Передового
сдвига



С_{1/2}



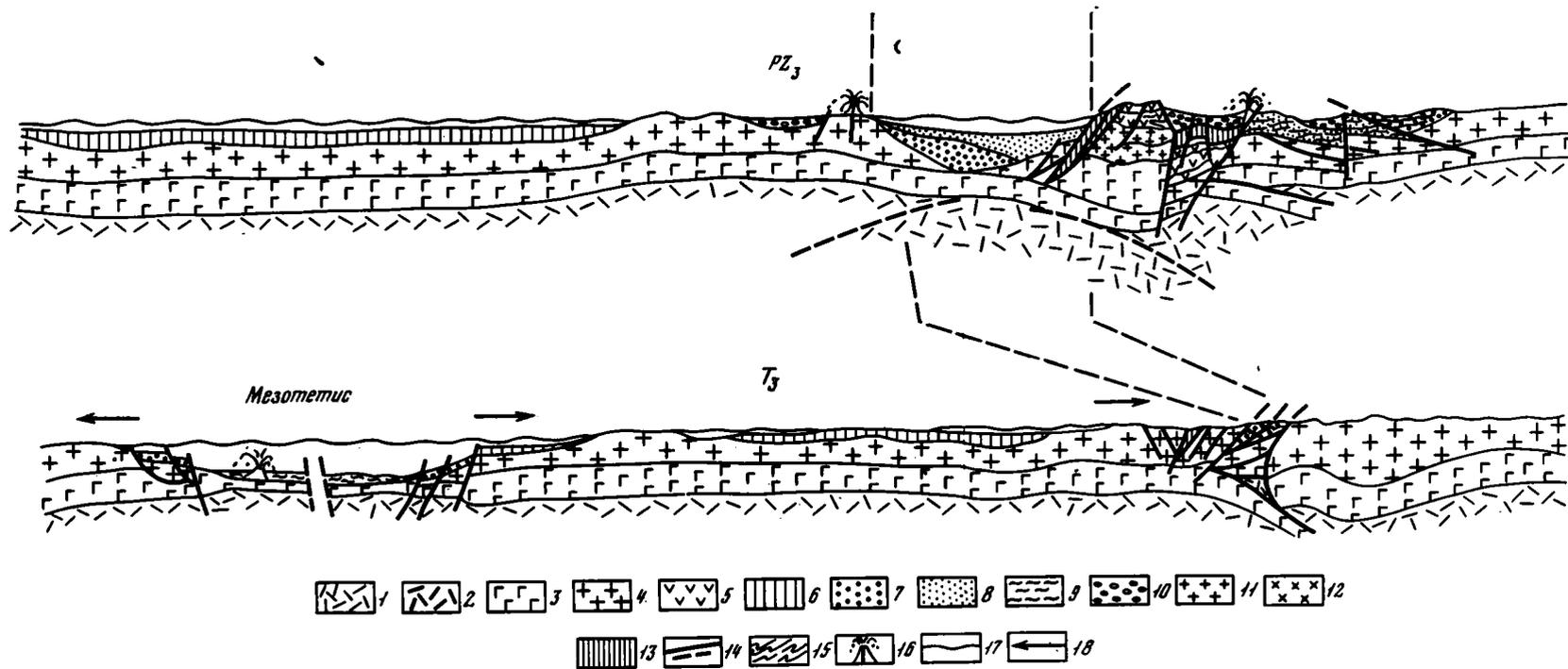


Рис. 73. Схема тектонического развития кавказского пересечения Средиземноморского пояса в доюрское время

1 - верхняя мантия; 2 - гипотетический выступ мантии в срединно-океаническом хребте; 3 - "базальтовый" слой и слой 3 океанов; 4 - гранитно-метаморфический слой; 5 - островодужные комплексы; 6 - комплексы отложений шельфовых и эпиконтинентальных морей и осадков чехла микроконтинентов; 7 - отложения континентального склона и склона островной дуги; 8 - отложения краевых и внутренних морей; 9 - слои 2 и 1 океанов; 10 - вулканогенные и осадочные комплексы орогенных впадин; 11 - граниты; 12 - плагииграниты; 13 - офиолитовые комплексы, деформированные в тектонических покровах и меланже; 14 - разломы и поверхности шарьяжей; 15 - условные знаки складок; 16 - вулканы; 17 - поверхность водного зеркала; 18 - относительные направления перемещения верхней части литосферы

ских дислокаций, в том числе горизонтальных перемещений — сдвигов и шарьяжей, однако эти явления не могут объяснить последовательного смещения обеих границ области в южном направлении.

Крупные перемещения материковых блоков и существование океанического Палеотетиса подтверждаются многими данными палеобиогеографии. Наиболее убедительны в этом отношении распределения комплексов фаун и флор ордовикского и силурийского периодов, раннесреднедевонской, позднекарбоновой и раннепермской эпох. Для кембрия, позднего девона и раннего карбона палеобиогеографические данные пока не дают нам ясной или однозначной картины. Автору не удалось найти в литературе палеобиогеографических данных, явно противоречащих предложенной модели тектонического развития Палеотетиса.

Распределение бентосных и пелагических фаун ордовика (Х.С. Розман), подчиненное климатической зональности, показывает, что гондванские материки располагались в приполярных и умеренных зонах, а структурные элементы Палеотетиса в западной части относились к Европейской умеренной зоне (Северная Африка, Западная Европа, Балканы, Анатолия и Иран). К востоку от Памира южная ветвь Палеотетиса продолжалась в умеренной климатической зоне, а северная пересекала субтропическую Норвежско-Казахстанскую зону и севернее Кореи попадала в тропическую Канадско-Сибирскую.

В течение силура картина распределения фаунистических провинций была в целом близкой к позднему ордовику. Европа, Северная Африка, Ближний Восток находились в холодноводной зоне, а восточнее Палеотетис пересекал несколько климатических зоогеографических зон.

По данным С.С. Карапетова, В.Л. Лелешуса и И.И. Сонины, Иран, Афганистан и Южный Памир в раннем палеозое располагались далеко к югу от экватора, вероятно на краю Гондваны, в связи с чем там отсутствуют ордовикские кораллы, а раннесилурийские встречаются редко. Расположенные в настоящее время близко к Южно-Тянь-Шаньской области широкого распространения теплолюбивых рифостроителей, эти районы должны были прежде отделяться от нее какой-то значительной по размерам зоной. Такой зоной мог быть океанический Палеотетис.

В конце среднего девона происходит сглаживание границ провинций и областей коралловых фаун, в Иране, Афганистане и на Южном Памире уже появляются их многочисленные поселения. В соответствии с реконструкциями Л.П. Зоненшайна и А.М. Городницкого западный отрезок Палеотетиса в конце девонского времени был уже относительно узким, так что северный край Гондваны, Западная Европа и Восточно-Европейская платформа помещались в тропической и субтропической областях. С этого момента и до конца палеозоя разделить северный край Африки и южный край Европы палеобиогеографическими методами теоретически невозможно.

Для позднего палеозоя, особенно позднего карбона — ранней перми, очень четкая картина получается при фитогеографическом районировании с выделением четырех областей: внетропических Ангарской и Гондванской и между ними тропических Евразийской и Катазиатской [Вахрамеев и др., 1970; Мейен, 1969; Новик, Фисуненко, 1977]. В Памирском секторе Средиземноморского пояса существование Палеотетиса в виде почти непреодолимого для растений барьера подтверждается высокой эндемичностью индийской флоры этого времени.

Как прекрасно показал С.В. Мейен, в настоящее время весь тропический пояс позднего карбона и ранней перми находится в северном полушарии, он резко сужен в районе Индии, что приводит к очень резкой асимметрии климатических зон по отношению к современному экватору. Глоссоптерисовая флора Кашмира находится всего в 600 км к югу от евразийской флоры и не содержит переходных форм. Такое положение трудно объяснить без перемещения материков.

В западной части Средиземноморского пояса, которая входила в позднем палеозое в виде складчатой зоны во вновь образованный Еврафриканский континент, океанического барьера не существовало и даже реликтовый Палеотетический бассейн в Кавказском секторе не препятствовал миграции растений и животных. Этим объясняются единство карбоновых флор Северной Африки и Средней Европы, находки намюр-башкирской евразийской флоры на Храмском выступе Закавказского поднятия и фаунистические связи в карбоне (кораллы, фораминиферы) Храма, Сванетии и Донбасса [Белов, Рейтлингер, 1967; Белов, 1967].

Вместе с тем позднепермская флора катазиатского типа Юго-Восточной Турции и Западного Ирака указывает, что в пределах Еврафриканского континента существовала климатическая зональность, определяемая палеоширотами. Пояс катазиатской тропической флоры располагался между областью холоднолюбивой гондванской флоры и Еврамерийской областью с ксерофитными флорами.

Много интересного нам дает зоогеография пермского периода (по фораминиферам, брахиоподам, гониатитам). Реконструкция А. и Ж. Термье [Termier H., Termier G., 1974] для позднего карбона и начала перми в восточной части Средиземноморского пояса показывает океанический залив, разделяющий Лавразию и Гондвану. Южный Афганистан, Соляной Кряж, Гималаи, а также Австралия составляли край холодной Гондваны. Исследованиями Э.Я. Левена [1975; Левен и др., 1975] для территории Афганистана и Памира показано, что комплексы фораминифер низов нижней перми к северу и югу от Главного Гиндукушского разлома, находящиеся очень близко одни от других в настоящее время и почти не содержащие общих форм, формировались в разных климатических поясах и должны были в раннепермскую эпоху находиться на значительном удалении, разделяясь позднепалеозойским Тетисом. Южноафганские и южнопамирские фораминиферы были холодноводными, что подтверждается литологическими наблюдениями и находит объяснение в широком оледенении Гондванского материка. "Австралийский" облик сакмарско-артинских пелелипод и брахиопод базардаринской свиты Юго-Восточного Памира отмечает В.П. Новиков [1977].

Подобная закономерность известна в Афганистане и для башкирского века: отсутствие теплого моря на юге Гиндукуша, в то время как на его северном склоне тепловодная микрофауна продолжала развиваться вплоть до перми [Boulin, Lys, 1971].

В западном направлении в соответствии с реконструируемым клиновидным сужением Палеотетиса климатическая контрастность между Северо-Тетической тропической и Южно-Тетической внетропической провинциями должна была уменьшаться, что и подтверждается постепенным исчезновением различий между фузулинидовыми сообществами в этом направлении. В Кавказском секторе, где Палеотетис был уже значительно более узким, некоторые представители Северо-Тетической провинции, включая швагеринид, появляются на южном его краю в Эльбурсе, в Сванетии, деская серия которой рассматривается мною как образование континентального склона Гондваны, в Южной Анатолии.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ НА ПРИМЕРЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Среди планетарных складчатых поясов выделяются два типа — окраинно-континентальные и внутриконтинентальные. Первые расположены вокруг Тихого океана и отделяют его ложе от древних платформ. Вторые, к которым относится и Средиземноморский¹ пояс, разделяют древние платформы и целиком расположены внутри континентального полушария. Не касаясь окраинно-континентальных тектонических поясов, отметим, что черты развития поясов обоих типов сходны.

Изучение структуры и истории развития Средиземноморского пояса с конца докембрия и доныне позволяет дать следующее определение: внутриконтинентальные складчатые пояса — это пространства между древними платформами, в пределах которых в течение длительного времени неоднократно происходили качественные преобразования земной коры, во-первых, в процессе эволюции геосинклинально-океанических структур и формирования на их месте областей завершенной складчатости или платформ с континентальной земной корой и, во-вторых, в процессе деструкции, расколов, опусканий, и значительных латеральных перемещений блоков земной коры с новообразованием океанов с их пассивными миогеосинклинальными и активными эвгеосинклинальными окраинами.

¹ "Средиземные" складчатости Г. Штилле [1968, с. 131] называют так потому, что они возникли из геосинклинали, отделявшей Северные (Евразийские) земли от Южных (Гондванских), а отсюда — и название всего пояса, а не от Средиземного моря, как часто думают.

Начальные этапы оформления пояса как планетарной структуры скрыты от нас в плохо изученных метаморфизованных докембрийских комплексах, и мнения исследователей по этому вопросу часто противоположны. Одни считают, что геосинклинальные пояса, в том числе и Средиземноморский пояс, образуются на раздробленном основании древних континентов (В.Е. Хаин), другие — на первичной океанической коре (М.В. Муратов). Автору представляется, что, используя метод актуализма и приняв за исходную модель начала образования складчатого пояса кайнозойское раскрытие Красноморского рифта и Аденского залива, непосредственно связанное с почти одновременным формированием структуры срединно-океанического хребта Карлсберг Индийского океана, можно прийти к выводу, что и Средиземноморский пояс мог заложиться в своей западной части на континентальной коре, а в восточной — преимущественно на первичной океанической коре путем рифтогенеза.

Наиболее близкой к современным условиям Красного моря — Индийского океана была ситуация в начале мезозоя, когда Мезотетис, унаследовав положение Палеотетиса в бирманско-индонезийском секторе Средиземноморского пояса [Белов, Гатинский, Мишина, 1980], к западу продолжался в виде постепенно (возможно, ступенчато вдоль трансформных разломов) суживающегося прохода (couloir tethysien, французских исследователей), расщелившегося Еврафриканский континент. Так же как заложение Мезотетиса произошло на складчатых герцинидах в Европе, на эпибайкальской платформе в средней части пояса и на океанической коре в восточной части пояса, так и заложение всего Средиземноморского пояса в докембрии могло произойти на гетерогенном основании.

Предполагается, что в дальнейшем развитие процессов рифтогенеза и спрединга привело к образованию более обширной и сложной океанической структуры Прототетиса, а смена растяжения сжатием — к образованию активных окраин Тихоокеанского типа. Однако все это произошло еще в не рассматриваемом нами докембрии, а в начале палеозоя уже существовали активная северная окраина Палеотетиса и преимущественно пассивная южная. На протяжении истории развития пояса растяжения неоднократно сменялись сжатиями, а процессы дробления и расчленения континентальных блоков — их наращиванием и объединением. При этом происходил неоднократный обмен отдельными небольшими континентальными массивами между северным и южным материковыми обрамлениями. Отдельные древние блоки еще в результате докембрийского сгущивания оказались включенными в складчатую область байкалид (Нуристанский), другие — внутри развивающейся области Палеотетиса (Родопский). После расколов и дрейфа конца палеозоя — начала мезозоя большая часть южного континентального обрамления Палеотетиса оказалась на северном материковом обрамлении Мезотетиса.

Таким образом, важнейшей особенностью внутриконтинентального Средиземноморского пояса является присутствие многочисленных, часто очень крупных блоков с континентальной корой — бывших микроконтинентов (срединных массивов). Их роль в процессе тектонического развития была различной и часто менялась от одного цикла развития к другому: бывшие микроконтиненты присоединялись к континентам и становились континентальными окраинами (пассивными или активными), и, наоборот, часто континентальные окраины откалывались от материка и превращались в микроконтиненты.

В этой связи необходимо кратко остановиться на проблеме срединных массивов, которая разобрана в совместной работе автора с А.Л. Книппером и С.В. Руженцевым [Белов и др., 1976]. Не так давно большинство исследователей понимали срединные массивы как участки, близкие по строению и истории развития к платформам и расположенные внутри геосинклинальной области или пояса. Во все определения срединных массивов разными авторами вводились представления об их "жесткости", "повышенной стабильности", "устойчивости на всех этапах развития", а также о "сохранении в основе древней структуры". Тем самым срединный массив представлялся в виде "чужеродного тела" в составе складчатой области. Такая точка зрения имела свои корни в концепции, согласно которой горизонтальные перемещения крупных масс пород или совсем отсутствуют, или же имеют ничтожное значение.

Материалы, приведенные в гл. V и III и в упомянутой статье, позволяют сделать заключение, что почти все тектонические элементы, которые в Средиземноморском

поясе рассматривались в качестве массивов, не являющихся чужеродными формами в структуре складчатых областей. Они также не обладают постулированной устойчивостью на всех этапах развития геосинклинально-океанической области, а их древняя структура подверглась существенным усложнениям в эпохи скучивания материала земной коры. Это относится к таким классическим срединным массивам, как Родопский, Сербско-Македонский, Пелагонийский, Мендересский, Киршехирский, Центральное-Иранский, Афганские, Юго-Западного Памира и др. Некоторые из них являлись "срединными" массивами, или микроконтинентами, в начале альпийского этапа развития в триасе и юре. Последние пять из перечисленных выше в палеозое входили в состав Гондваны, на них сохранился палеозойский платформенный чехол, смятый в складки в раннекеммерийскую и альпийскую эпохи.

В связи с таким положением многие исследователи пошли по пути изменения исходных понятий о срединных массивах, исключив представление об их большой устойчивости, жесткости и т.д. Автору представляется, что отказываться от старого узкого определения срединных массивов не стоит, но надо ограничить применение этого термина. Сочетая историко-тектонический и структурный методы анализа, это нетрудно сделать. В пределах складчатых поясов истинных срединных массивов (не считая палеоаналогов или микроконтинентов и массивов ранней консолидации) гораздо меньше, чем мы думали раньше. Типичным примером срединных массивов является Оранская месета. Большинство же древних гранитно-метаморфических комплексов среди молодых дислоцированных толщ, испытавших совместно с последними значительные деформации, лучше обозначить нейтральными терминами "массив", "глыба", "блок" или "пластина".

Динамика тектонических движений в Средиземноморском поясе в фанерозое заключалась в дифференцированном скольжении отдельных блоков или плит в северном направлении на фоне чередования эпох преимущественного сжатия (сужения) и растяжения (расширения) пространства, занятого поясом. При сближении тектонических плит образовывались складчатые зоны, горные системы, а при их расхождении — рифты, геосинклинально-океанические структуры (при этом движения были однонаправленными, но с разной скоростью, как у льдин на реке во время ледохода). В западной части пояса амплитуда расширения и сужения и абсолютные движения плит были, видимо, значительно меньшими, чем на востоке, что связано с влиянием Тихоокеанского сегмента Земли, вероятно, с пульсациями формирования впадины Тихого океана. Изменение многих пространственных и временных закономерностей в развитии Средиземноморского пояса при движении с запада на восток еще раз показывает значение асимметрии или дисимметрии в строении Земного шара, о чем писали В.И. Вернадский, Н.С. Шатский, Ю.М. Шейнман, Н.П. Херасков, Ю.М. Пушаровский [1972] и др.

Проявления горизонтальных перемещений большой амплитуды с образованием надвигов, сдвигов, шарьяжей, скучивания коры в альпийскую эпоху сейчас являются почти общепризнанными. Основным временем складчатости, шарьяжеобразования, тектонического скучивания для Палеотетиса явилась герцинская эпоха, а его окончательное замыкание связано с раннекеммерийской эпохой. Проблема проявления этих процессов в байкальскую эпоху поставлена и, вероятно, будет решена положительно. Все это позволяет сделать вывод о принципиально едином механизме формирования складчатых областей Средиземноморского пояса в течение нескольких тектонических циклов в фанерозое.

В процессе полициклического развития Средиземноморского пояса с перемещением относительно крупных континентальных блоков и неоднократным открытием и закрытием разделявших их океанических бассейнов, рифтовых зон, с развитием их окраин связаны и другие геологические процессы и явления, такие, как вулканизм и плутонизм (офиолитовый при образовании океанических бассейнов, островодужный, окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов и т.д.), осадконакопление на шельфах, континентальных склонах, во внутренних морях и т.д., метаморфизм, складчатость и возникновение глубинных разломов, образование форм рельефа, в частности горообразование. При этом пространственное размещение и латеральная зональность всех этих процессов и явлений, как это было показано в предыдущих главах, подчиняются закономерностям направленного перемещения блоков (или плит) земной коры.

Конечно, полной аналогии между современными океанами с их окраинами и условиями, существовавшими в Средиземноморском поясе в позднем докембрии и палеозое, не было. Можно думать, исходя из неравномерного расширения Земли [Ларин, 1975] или неравномерного дрейфа [Энгель А., Энгель Ц., 1972] и из некоторых палеонтологических [Termier H., Termier G., 1976] и геологических соображений, что домезозойские океанические бассейны были более узкими и более сложно устроенными в смысле морфологии и типа коры, чем Мезотетис и современные вторичные океаны. Геологическими соображениями, подтверждающими эти заключения, являются незначительные рифтогенез и ареальный базальтовый магматизм в палеозое на площади нынешних континентов по сравнению с этими же явлениями в мезозойско-кайнозойское время [Милановский, 1975]¹. Если вулканизм, сопровождавший процесс образования современных океанов, начавшийся в меловое время, представлял собой беспрецедентное в истории Земли явление (С.М. Кравченко), то и само образование этих океанов также было уникальным. И, следовательно, в прошлые геологические века на Земле происходили лишь гомологичные процессы океанообразования, не достигавшие того масштаба, что в настоящее время. Поэтому мы, различая при палеотектоническом анализе в Средиземноморском поясе многие элементы современных океанических структур и их обрамления, находившиеся в закономерном сочетании одни с другими, должны иметь в виду, что масштаб самих океанических бассейнов, размер океанического ложа, вероятно, были более скромными.

Эти соображения, так же как и намечающиеся различия между разными типами офиолитовых ассоциаций и соответствующими им океаническими бассейнами, принципиально не меняют фундаментального вывода о том, что история внутриконтинентальных складчатых поясов Земли по существу представляет собой историю открытия и закрытия бассейнов океанического типа за счет схождения и расхождения континентов.

Внутриконтинентальные складчатые пояса обычно подразделяются на два типа: линейного и мозаичного строения (Л.П. Зоненшайн, А.С. Перфильев) [Пейве и др., 1976]. Они обладают определенными специфическими для каждого из типов особенностями строения и тектонического развития. Вместе с тем как в преимущественно мозаичном Урало-Монгольском поясе имеются линейные области, так и в преимущественно линейном Средиземноморском поясе значительные части его относятся к мозаичному типу (Средняя Европа). Представляется, что между поясами обоих типов больше общих черт, чем различий. Во всяком случае, главные принципиальные закономерности их развития сходны. К таковым относятся длительное формирование в их пределах континентальной земной коры путем эволюции периодически возникающих геосинклинально-океанических структур, большое значение горизонтальных тектонических движений, цикличность развития.

В развитии Средиземноморского пояса наиболее ясно выражен последний альпийский цикл, для которого известны и начало — пермь (в Гималайском секторе, возможно, поздний карбон), и конец — неоген. Более или менее определенно устанавливается продолжительность герцинского цикла с ордовика до перми. Для байкальского и раннекеммерийского циклов мы знаем определенно лишь верхнюю границу. Каледонская эпоха складчатости отразилась в виде импульсов тектонических движений, в усилении процессов вулканизма и магматизма, в создании отдельных массивов ранней консолидации. За исключением небольших интракратонных зон типа Свентокшишских гор, структур, закончивших развитие в каледонскую эпоху складчатости, в пределах Средиземноморского пояса нет. Каледонский цикл не имел самостоятельного значения. Возможно, циклом законченного развития являлся салаирский (сардинский) цикл [Гамкрелидзе И., 1976], но этот вопрос еще требует дополнительного изучения.

Цикличность выражается в периодичности определенных процессов: повторности образования океанических структур, офиолитовых ассоциаций и стадий преоб-

¹Констатируемая Е.Е. Милановским отчетливая связь современных рифтовых зон континентов со срединно-океаническими хребтами и связь древних рифтовых зон платформ не с современными океанами, а с обрамляющими платформы геосинклинальными поясами могут быть истолкованы именно в том смысле, что геосинклинальные пояса и были прежними океанами.

разования океанической коры в континентальную, эпох резкого и быстрого преобразования структур и вещественного состава областей с океанической и переходной корой (эпох складчатости) и образования новых пространств континентальной коры [Пейве и др., 1976]. Основной причиной цикличности или периодичности тектонических процессов представляется периодичное убыстрение и замедление поступления вещества и энергии из глубин Земли. Возможно, регулирующее влияние на этот процесс оказывают астрономические явления (положение Солнечной системы внутри галактики и т.д.).

Подчеркивая цикличность развития Средиземноморского пояса, автор ни в коей мере не забывает о происходивших в процессе тектонического развития земной коры качественных изменениях как геосинклинально-океанических и платформенных структур, так и выполняющих их формационных типов отложений, что обусловлено прежде всего общей эволюцией планеты и ее оболочек.

В отношении длительности циклов полной ясности еще нет, так как неизвестно точно время начала циклов. Все же примерная их длительность 250 млн. лет, достаточно точно устанавливаемая лишь для альпийского цикла. В пределах складчатого пояса могут одновременно существовать области, начинающие и заканчивающие геосинклинальный цикл, что отмечали еще Ю.М. Шейнманн [1959] и Н.П. Херасков [1964]. Процесс замыкания, как и процесс образования геосинклинально-океанических структур, занимает некоторый отрезок времени (1–2 периода), в связи с чем временные границы начала и конца цикла не изохронны на протяжении пояса.

Провести строгую корреляцию тектонических движений в пределах пояса чрезвычайно трудно. Главное препятствие заключается в неблагоприятном сочетании неполноты и пространственной неравномерности информации с намечающейся разновременностью (скольжением) основных тектонических рубежей вдоль простирания пояса. В связи с этим трудно сейчас дать окончательный ответ, какой из процессов: деструкции и новообразования океанической коры или складчатости, сгущивания масс горных пород и новообразования континентальной коры — начинался раньше, какой из них был ведущим, определяющим развитие пояса, а какой сопутствующим. Уже сейчас можно отметить корреляцию растяжений и сжатий для позднего триаса, когда ранне-киммерийская складчатость совпала с широким появлением океанической коры в прогибах Мезотетиса. Аналогичная корреляция эпох складчатости и заложения новых геосинклиналей отмечена в Тихоокеанском поясе [Богданов Н., 1975].

В то же время альпийские структуры начали закладываться задолго до позднего триаса, в перми и даже в позднем карбоне. Более раннее начало образования Мезотетиса как будто бы свидетельствует о ведущей роли процессов в зонах растяжения. Однако поздний карбон — время, непосредственно следующее за окончанием герцинской эпохи складчатости, и с ней в Гималайском секторе можно коррелировать начало образования Мезотетиса. В западноевропейском секторе герцинская складчатость закончилась также перед поздним карбоном, а начало раскрытия Мезотетиса датируется либо концом перми, либо триасом с появлением офилитовой ассоциации в юре. В общем требуются еще дополнительные исследования для того, чтобы провести обоснованную корреляцию тектонических движений и процессов в разных зонах.

Материал по Средиземноморскому поясу позволяет поддержать вывод А.Л. Яншина [1965] об отсутствии на Земле точно синхронных фаз складчатости. Однако они группируются внутри определенных эпох складчатости, или эпох глобальной тектонической активности, время проявления которых, так же как и время заложения геосинклинально-океанических структур, меняется от места к месту лишь в ограниченных пределах геохронологической шкалы. Так, позднебайкальская складчатость протекла от венда до раннего кембрия, герцинская — от раннего до позднего карбона. Большое значение имеет выделение в Средиземноморском поясе области раннекиммерийской складчатости одного ранга с герцинской и альпийской, главная эпоха дислокаций которой продолжалась от позднего триаса до раннего лейаса. Она позволяет ограничить зоны герцинид и не растягивать герцинскую складчатость до триаса.

Направленность в развитии Средиземноморского пояса проявилась в масштабе составляющих его областей разновозрастных складчатостей и выражалась в последовательном длительном, иногда занимавшем более одного цикла формировании

континентальной земной коры. Эта сторона, вернее сущность, направленного развития складчатых областей была особенно ярко выявлена во время работы над Тектонической картой Северной Евразии. До этих исследований в Средиземноморском поясе на первый план выступала цикличность развития с байкалидами в качестве первого цикла, сформировавшего комплекс основания. Однако процесс складчатости, даже сопровождаемый метаморфизмом, не всегда приводит к формированию континентальной коры, хотя и образуется складчато-метаморфический фундамент, что было показано А.М. Лейтесом и В.С. Федоровским [1972] на примере фундамента протоплатформы Восточной Сибири.

Прямолинейной направленности в формировании континентальной земной коры в пределах всего Средиземноморского пояса не усматривается. Начало альпийского этапа, неогеновый рифтогенез Красноморского района и формирование впадин Западного Средиземноморья определенно свидетельствуют о существенной деструкции ранее созданных континентальных структур. Деструкцию в северной области с переходной корой можно предполагать для начала герцинского этапа.

Интересно отметить, что северо-западная часть Тихоокеанского пояса также характеризуется сложным, геодинамическим сочетанием областей конструктивного и деструктивного тектогенеза в течение всей геологической истории [Марков и др., 1979].

Важной особенностью тектонического развития Средиземноморского пояса является унаследованный однонаправленный характер крупных горизонтальных перемещений. В течение фанерозоя они происходили в северном направлении, а в предыдущем мегацикле, возможно, в южном, когда рифейские складчатости наращивали последовательно ядро южного континента. Унаследованность проявилась также в примерном совпадении субширотного простирания разновозрастных тектонических областей. Местами наблюдается полное совпадение простираний молодых и древних структур. Вообще секущие новообразующиеся структуры предпочитают там, где возможно, следовать прежним тектоническим направлениям.

Изложенные закономерности развития Средиземноморского складчатого пояса мы постарались не обусловливать никакими общими концепциями. Дело в том, что в настоящее время еще не создана полная геотектоническая теория, объясняющая механизм и причины тектонических процессов. Гипотеза новой глобальной тектоники, направлявшая в последнее десятилетие усилия многих геологов мира и определившая значительный прогресс в области наук о Земле, нуждается в дальнейшей разработке и будет, вероятно, заменена более совершенной теорией. Для создания такой теории, как это неоднократно уже указывалось, геологу нужны глобальный охват тектонических явлений, а также знания в других областях науки и прежде всего физики и астрономии. Перед автором не стояли задачи создания общей теории тектогенеза, задачи были более скромные, но немаловажные. Предстояло упорядочить и обобщить материал, огромное количество фактов в пределах достаточно обширной территории Средиземноморского пояса, выявить и понять основные закономерности развития этого важного участка в структуре Земли. Насколько это удалось автору, предстоит судить читателям. Автор же видел в создании подобного обобщения свой главный вклад в дело создания общей тектонической теории.

ЛИТЕРАТУРА

В связи со сложным характером публикаций, относящихся в ряде случаев к разным регионам и тематически охватывающих различные проблемы, список литературы дается комбинированно: общий, где помещены работы, цитирующиеся неоднократно в разных главах, по главам и внутри них по тектоническим регионам. Единным списком даны работы по территории Турции, включающей несколько геотектонических зон.

ОБЩИЙ СПИСОК

Литература к введению,
гл. I, II, VI, VII и цитирующаяся
повторно в разных главах

- Адамия Ш.А.* Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968.
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д.* Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, № 1.
- Амурский Г.И., Тиунов К.В., Хариков Б.А., Шлезингер А.Е.* Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М.: Наука, 1968.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ СССР, 1935.
- Афанасьев Г.Д., Бенеш К., Бойко А.К.* и др. Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11.
- Аянов В.М., Бессонов О.А., Лебедев Г.И.* Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского кристаллического массива на северо-западном Кавказе. — В кн.: Тезисы докладов IV конференции по геологии полезных ископаемых Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Белов А.А.* Тектоническое развитие среднего сектора альпийской геосинклинальной области в палеозое (Кавказ и сопредельные страны). — В кн.: VII конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц.: Доклады. София: Изд-во Болг. АН, 1965, ч. 1. Геотектоника.
- Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое. — Геотектоника, 1967, № 3.
- Белов А.А.* К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпифайкальской субплатформы на Малом Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
- Белов А.А.* О "сквозных" геосинклинальных прогибах в альпийской складчатой области. — Сов. геол., 1970, № 7.
- Белов А.А.* Альпы, Балканы и Большой Кавказ в палеозое (сравнительная характеристика тектонического развития). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, № 6.
- Белов А.А.* Тектоника доальпийского основания Паннонской межгорной впадины. — Геотектоника, 1972, № 2.
- Белов А.А.* Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Тектоника и структурная геология. М.: Наука, 1976.
- Белов А.А.* Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978.
- Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В.* Тектоническая корреляция Альпийско-Гималайского и Бирмано-Индонезийского сегментов Палеотетиса. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980.
- Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В.* Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
- Белов А.А., Рейтлингер Е.А.* К палеонтологической характеристике "нижних туффигов" Храмского массива Южной Грузии. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 1.
- Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
- Богданов Н.А.* Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975.
- Браташ В.И.* Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1975, № 2.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Гамкрелидзе И.П.* Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.

- Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1977, № 3.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Проблема фундамента молодых платформ. — В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. Книга I. Геология. Отв. ред. В.И. Дронов. М.: Недра, 1980.
- Журáвлев В.С.* Допалеозойская история развития территории Карпато-Балканской складчатой области. — В кн.: VIII конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц. Белград, 1967, т. 1.
- Казьмин В.Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). — Геотектоника, 1974, № 6.
- Кацер Ф.* Геология Босне и Херцеговине. Сараево: Изд. дир. државн. руд. пред., 1926. Свеска 1.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. (Тр./ГИН СССР; Вып. 267).
- Кропоткин П.Н.* Механизм движений земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С.* Тектоника запада Алданского щита. — Геотектоника, 1972, № 2.
- Левен Э.Я.* Биостратиграфия пермских отложений Тетиса: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1975.
- Левен Э.Я., Пашков Б.Р., Мирзод С.Х.* Пермские отложения Афганистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 60, вып. 5.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978.
- Летавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978.
- Марков М.С., Пуцаровский Ю.М., Тильман С.М.* и др. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1.
- Международная тектоническая карта Европы. М.: ГУГК, 1962.
- Мейен С.В.* О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. — Геотектоника, 1969, № 5.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез и геосинклинальный процесс. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 4.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Моссаковский А.А.* Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
- Муратов М.В.* История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2.
- Муратов М.В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М.В.* Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. — Геотектоника, 1974, № 3.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Муратов М.В.* Основные тектонические подразделения территории Советского Союза. — Геотектоника, 1977, № 5.
- Надарейшвили О.Ш.* Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.
- Новик Е.О., Фисуненко О.П.* О фитогеографии северного полушария в позднем карбоне. — Геол. журн., 1977, т. 37, вып. 5.
- Новиков В.П.* К вопросу о возрасте базардинской серии на Юго-Восточном Памире: Рукопись деп. в ВИНТИ 6 июля 1977 г., № 2190—77.
- Павловский Е.В.* О возрасте и тектонике докембрийского цоколя герцинид Западной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
- Пейвее А.В.* Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области. — В кн.: VIII конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц. Белград, 1967а, т. 1.
- Пейвее А.В.* Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967б, № 5.
- Пейвее А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейвее А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.* Офиолиты: Современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6.
- Пейвее А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5.
- Петрушевский Б.А.* О тектонической природе Гималаев. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970а, т. 45, № 1.
- Петрушевский Б.А.* О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970б, т. 45, № 2.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
- Пыжьянов И.В., Сонин И.И.* Основные черты стратиграфии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Афганистана. — Изв. вузов, Геол. и разв., 1977, № 12.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976.
- Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналией. М.: Недра, 1978.
- Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 192).

- Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 223).
- Руженцев С.В., Белов А.А.* К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения. — Геотектоника, 1973, № 4.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Синицын В.М.* Общая схема тектоники Высокой Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 2.
- Славин В.И.* Стратиграфия палеозоя внутренней части Карпато-Балканского сооружения. — В кн.: Материалы V съезда КБГА. Киев, 1963.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
- Сомин М.Л., Белов А.А.* К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа. — Геотектоника, 1967, № 1.
- Твалчрелидзе Г.А.* Металлогеническое районирование Центрального Средиземноморья. — Геол. руд. месторожд., 1978, № 5.
- Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Хаин В.Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 6; 1969а, № 1; 1969б, № 2.
- Хаин В.Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Хаин В.Е.* Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977а, № 2.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977б.
- Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Наука, 1963. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 91).
- Херасков Н.П.* О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964.
- Чмырев В.М., Азими Н.А., Дронов В.И.* и др. Основные черты геологического строения Афганистана (стратиграфия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2.
- Шатский Н.С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4.
- Шатский Н.С.* Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1960, № 11.
- Шевченко В.И., Резанов И.А.* Основные этапы тектонического развития Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1971, № 8.
- Шейнманн Ю.М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1959, вып. 49.
- Шлезингер А.Е.* Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965.
- Шлезингер А.Е.* Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974.
- Штауб Р.* Механизм движений земной коры. ГОНТИ, 1938.
- Штилле Г.* Варисийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. — Избр. труды. М.: Мир, 1964а.
- Штилле Г.* Каледонская складчатость Центральной Европы на фоне складчатостей Европы. — Избр. тр. М.: Мир, 1964б.
- Штилле Г.* Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968.
- Штрейс Н.А.* О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964.
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И.* О соотношении между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
- Энгель А.Э.Д., Энгель Ц.Г.* Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
- Яншин А.Л.* Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5.
- An outline of geology of Yugoslavia. — In: 26th Intern. Geol. Congr./Ed. by A. Grubic. Paris: Beograd, 1980. Excursions 201–202.
- Argyriadis J.* Le permien alpine-méditerranéen a la charniere entre l'hercynien et L'alpin: These doct. sci. Orsay, 1978, vol. I, II.
- Bassoulet J.-P., Boulin J., Colchen M.* et al. L'évolution des domaines tethysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. — In: Geologique des chaînes alpines issues de la Tethys. P.: Mem. B.R.G.M., 1980, N 115.
- Bergougnan H., Fourquin C.* Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes méridionales à Iran central: Le domaine irano-balkanique. — Bull. Soc. Geol. France. Ser. 7, 1980, vol. 22, N 11.
- Bernoulli D., Lemoine M.* Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. — In: Geology of the Alpine chains born of the Tethys. P.: Mem. B.R.G.M., 1980, N 115.
- Boulin J., Lys M.* Decouverte de Carbonifère et de Permien marins à Khinjan, sur le versant nord de l'Hindou Kouch, en Afghanistan. — C. r. Acad. sci., 1971, vol. 273.
- Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10.
- Flügel H.* Die Entwicklung der vorderasiatischen Paläozoikums. — Geotekt. Forsch., 1964, vol. 18, N 2.
- Flügel H.* Zur Entwicklung der "Prototethys" im Paläozoikum Vorderasiens. — Neues

Большой Кавказ

- Flügel H.W.* Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdsch., 1975, t. 64, N 1.
- Flügel H.W.* Mesoeuropa und alpines Variszikum. — Ztschr. angew. Geol., 1978, Bd. 24, N 12.
- Geology of the Alpine chain born of the Tethys. M.G.C. 26 session. P.: Mem. B.R.C.M., 1980, N 115.
- Hsu K.J.* Origin of the Alps and Western Mediterranean. — Nature, 1971, vol. 233.
- Jenny J.G.* Geologie et stratigraphie de l'Ebbourz oriental entre Aliabad et Shahrud. Iran: Doct. These. Geneve, 1977, N 1820.
- Khain V.E.* Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. — In: Intern. symp. Structural history of the Mediterranean basins. Split (Yugosl.). P.: Edition technip, 1977.
- Kossmat F.* Geologie der zentralen Balkanhalbinsel: Die Kriesschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. B., 1924, H. 12.
- Mahel M.* Predalpinske vrásnenia v Karpatoch, na Balkáne a v Dinárskom pohori. — Geol. pr. SAV. GUDS. Spr., 1975, N 64.
- Nagy E.* Der Stand der Forschungen am Bereich des Paläozoikums in Ungarn. — Ver. Geol. Bundesanst., 1972, N 2.
- Rampoux J.-P.* Contribution à l'étude géologique des Dinarides: un secteur de la Serbie méridionale et du Monténégro oriental (Yougoslavie). — Mem. Soc. géol. France, 1974, t. 52, N 119.
- Sándulescu M.* Essai de synthèse structurale des Carpathes. — Bull. Soc. géol. France, 1975, 17, N 3.
- Sengör A.M.C.* Mid-mesozoic closure of Permian-Triassic tethys and its implications. — Nature, 1979, vol. 279, N 5714.
- Smith A.G., Hallam A.* The fit of the southern continent. — Nature, 1970, vol. 225.
- Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran: A review. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 52, N 7.
- Takin M.* Iranian geology and continental drift in the Middle East. — Nature, 1972, vol. 235.
- Termier H., Termier G.* Distribution des faunes marines dans le Sud de la Téthys et sur la septentrionale du Gondwana au cours du Paléozoïque supérieur. — Ann. Soc. géol. Belg., 1974, vol. 97, N 2.
- Termier H., Termier G.* Configuration de la Téthys en connexion avec la Gondwanie au Paléozoïque supérieur. — C. r. Acad. sci., 1976, vol. D 283, N 2.
- Thiele O.* Zum Alter der Metamorphose in Zentral Iran. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1965 (1966), 58.
- Thiele O.* Bemerkungen zur tektonischen Karte von Iran. — Verh. Geol. Bundesanst., 1967, N 1/2.
- Vai J.B.* Tracing the Hercynian structural zones across neo-Europa: A model for correlation purposes within IGCP Project N 5. — Newsletter. IGCP N 5, 1979, N 1.
- Wolfart R.* Zur Entwicklung der paläozoischen Tethys in Vorderasien. Erdöl und Kohle, 1967, N 3.
- Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Хотяновский П.А.* К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Ажигрей Г.Д.* Обзор некоторых важных проблем геологии Большого Кавказа. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Анисимова О.И.* Флора и флоростратиграфия среднего карбона Северного Кавказа. Киев: Наукова думка, 1977.
- Анисимова О.И., Чегодаев Л.Д.* Флористические комплексы переходных слоев нижнего и среднего карбона Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.
- Архитов И.В., Гайнанов А.Г., Гончаров В.П.* и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, № 2.
- Афанасьева Г.Д., Борсук А.М.* и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Баранов Г.И., Греков И.И., Нетреба А.В.* Доюрский магматизм Кавказа: Тез. докл. II регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам. Ереван, 1973.
- Баранов Г.И., Крощачев С.М.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Белов А.А.* Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа в верхнем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1961.
- Белов А.А., Залесская-Чиркова Е.Ф.* Среднекаменноугольные континентальные отложения на Южном склоне Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4.
- Белов А.А., Кизевальтер Д.С.* Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Недра, 1962.
- Белов А.А., Омельченко В.Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). — Тр. Геол. ин-та АН ГССР, 1977, № 57.
- Геология СССР. М.: Недра, 1968. Т. 9. Северный Кавказ: Геологическое описание.
- Греков И.И., Крощачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геол., 1974, № 2.
- Дысса Ф.М., Кизевальтер Д.С.* Значение находки силурийских граптолитов для стра-

- тиграфии среднего палеозоя Северного Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, 47, № 2.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
- Кизевальтер Д.С.* Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
- Кизевальтер Д.С.* О возрасте и стратиграфическом расчленении красноцветов Западного Кавказа (реки Белая—Большая Лаба). — В кн.: Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Коптева В.В.* О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала). — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
- Круть И.В., Яковлев Л.И., Кропачев С.М.* и др. Стратиграфическое положение и строение карачевской серии Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 10.
- Лапкин И.Ю.* Геологическое развитие южной половины Европы в раннепермскую эпоху. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1967, т. 42, № 6.
- Муратов М.В.* Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских минеральных вод). — Тр. МГРИ, 1948, т. 23.
- Новик Е.О.* Флора и флоростратиграфия верхнего карбона Северного Кавказа. — Киев: Наукова думка, 1978.
- Потапенко Ю.Я., Момот С.П.* Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 3.
- Потапенко Ю.Я., Огородникова В.И.* Строение фундамента Северного Кавказа в районе междуречья Кубани и Баксана. — Геотектоника, 1971, № 2.
- Терехов А.А.* О характере распределения мезозойских отложений в восточной глубоководной части Черного моря. — Докл. АН СССР, 1977, 233, № 2.
- Хаин В.Е.* Основные типы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Хаин В.Е.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4.
- Хуцишвили О.Д.* Стратиграфия и фауна квишчилской свиты. Тбилиси: Мецниереба, 1972.
- Чегодаев Л.Д.* Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа. — Сов. геол., 1977, № 12.
- Чегодаев Л.Д., Анисимова О.И.* К открытию визейских отложений на Северном Кавказе. — В кн.: Тезисы докладов V конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1980, кн. 1.
- Чегодаев Л.Д., Савченко Н.А.* Первая находка нижнесилурийских граптолитов на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 2.
- Шемпелев А.Г.* О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. — Геотектоника, 1978, № 6.
- Шенгелиа Д.М.* Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. — Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, 1972, вып. 34.
- Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978.
- Щеголев А.К.* Верхний карбон Северного Кавказа в Зеленчук-Тебердинском междуречье. — Киев: Наукова думка, 1979.
- Giese P., Motelli C., Pavlenkova J.N.* Characteristics of crustal structure in some Mediterranean orogenic systems. — Rapp. et travaux. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerran. Monaco, 1976, vol. 23, N 4a.
- Ross D.A., Uchupi E., Bowin C.O.* Shallow structure of Black Sea. — In: Black Sea-Geology, Chemistry and Biology. Tulsa (Okla), 1974.

Скифская плита

- Белов А.А.* Герциниды основания Скифской плиты Предкавказья, срединные массивы и проблема становления континентальной коры в ее пределах. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
- Волхонина Е.С.* Домезозойский фундамент (Северного Кавказа). — Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 71.
- Дубинский А.Я.* Геологическое строение фундамента Расшеватской газоносной площади и его роль в формировании структуры продуктивных нижнемеловых отложений. — В кн.: Перспективы развития геологоразведочных работ на нефть и газ в Предкавказье. Ставрополь: Ставропол. кн. изд-во, 1972.
- Дубинский А.Я., Михеев Г.А., Маценко Н.А., Кривошеев В.Г.* Гранитоиды герцинского фундамента Предкавказья и их сопоставление с гранитоидами Северного Кавказа. — Сов. геол., 1969, № 7.
- Кизевальтер Д.С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ центрального Кавказа. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа: Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ за 1957 г. Ставрополь, 1960, т. 2.
- Кизевальтер Д.С.* К вопросу о возрасте складчатого основания Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.
- Легавин А.И.* Принципы тектонического районирования и структура фундамента молодой платформы юга СССР. — В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.
- Лозовский В.Р., Мовшович Е.В., Кухтин Д.А.* О стратиграфии триасовых отложений Восточного и Центрального Предкавказья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, № 1.
- Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г., Черняк Н.И.* Строение складчатого основания равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, № 4.
- Плахотный Л.Г.* Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма. — Геотектоника, 1969, № 3.
- Потапенко Ю.Я.* Стратиграфическое расчленение додевонских метаморфических фор-

- маций Северного Приэльбрусья: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Новочеркасск, 1967.
- Шарданов А.Н., Любофеев В.Н.* О строении и составе пород фундамента Западного Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1968, 178, № 6.
- Юго-западная часть Туранской плиты**
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М.* О юго-западной границе Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Вопросы региональной геологии и петрологии Средней Азии. Ташкент, 1975.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.* Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975.
- Буш В.А., Кирюхин Л.Г.* Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 163).
- Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972.
- Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.* Тектоника фундамента Туранской плиты. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
- Гарецкий Р.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е.* Тектоническая природа палеозойско-нижнемезозойского комплекса пород Туранской и Скифской плит. — В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.
- Князев В.С., Чарыгин А.М., Титова Г.М.* Каменноугольные отложения Туранской плиты и палеогеография времени их образования (по результатам глубинного бурения). — В кн.: Тезисы докладов VIII международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., 1975.
- Кузнецов Ю.Я., Прусов В.В.* О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.
- Курпин П.Н.* Возраст и структура фундамента Карабогазского свода. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6.
- Розен О.М.* Особенности внутреннего строения и развития некоторых докембрийских массивов палеозойца. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
- Судо М.М.* О выходах "габбро" в Туаркыре. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1978, № 5.
- Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970.
- Северный Афганистан и Северный Памир**
- Архипов И.В., Леонов Ю.Г., Никонов А.А.* Основные черты геологии Афганского Бадахшана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, 45, № 1.
- Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Недра, 1963.
- Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 80).
- Власов Н.Г., Гилювской Г.В.* Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., 1970. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 168).
- Дронов В.И., Калимулин С.М., Кочетков А.Я.* Каменноугольные отложения восточной части хребта Фирузкох (северо-западный Афганистан). — В кн.: Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., 1975.
- Карпетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е.* О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3.
- Колчанов В.П.* Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969.
- Левен Э.Я.* Новые данные о пермских отложениях Дарваза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11.
- Муратов М.В., Архипов И.В.* О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений юго-западной и центральной Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, № 4.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойцы Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12.
- Сборщиков И.М.* Тектоника Афганистана и проблемы структурной эволюции Альпийского пояса. — Геотектоника, 1976, № 3.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Стажило-Алексеев К.Ф., Довгаль Ю.М., Чальян М.А., Кочетков А.Я.* О связи магматизма с тектоникой в Афганистане. — Сов. геол., 1973, № 6.
- Чернер Э.С., Буданов В.И.* Новые представления о тектонике Памира. — Докл. АН СССР, 1974, 214, № 5.
- Альпы**
- Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978.
- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Ameron H. W. J. van, Boersma M., Riehl-Herwitzsch G.* Zum Alter des "Karbon von Christophberg", Kärnten Österreich. — Geol. en mijnbouw, 1976, bd. 55, N 3/4.
- Angenheister G., Bögel H., Morteani G.* Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. — Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh., 1975, Bd. 148, H. 1.
- Bandel K.* Paläökologie und Paläogeographie im Devon u. rd. Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen. — Palaeontographica. Abt. A, 1972, Bd. 141, N 1/4.
- Bederke E.* Das problem des Permischen Vulkanismus. — Geol. Rdsch., 1959, Bd. 48.

- Bordet C.* Recherches géologiques dans la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). P.: Mem. carte geol. France, 1961.
- Bögel H., Morteani G., Sassi F.P. et al.* The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. – Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh., 1979, Bd. 159, H. 1.
- Buchs A., Chessex R., Krummenacher D., Vuagnat M.* Ages Pb total déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. – Bull. Suisse min. et petrol., 1962, vol. 42, N 2.
- Carme F.* Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes; corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. – C. r. Acad. sci., 1971, vol. D 273, N 19.
- Carme F.* Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. – C. r. Acad. sci., 1973, vol. D 277, N 21.
- Cawthorn B.G.* The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. – J. Geol., 1975, vol. 83, N 4.
- Clar E.* Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. Bundesanst., 1965, Sonderh. G.
- Clar E.* Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. – Ztschr. Dtsch. geol. Ges., 1971, Bd. 122.
- Ebner F.* Das Paläozoikum des Elferaspits (Ashgeill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. Bundesanst., 1973, N 1.
- Ebner F.* Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. Bundesanst., 1976, N 2.
- Fenninger A.* Die Fazies der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums: ein Vorbericht. – Mitteilungsbl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum., 1975, N 42.
- Flajs G.* Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eiseners, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. geol. Ges. Wien, 1966(1967), Bd. 59, N 2.
- Flügel H.W.* Fazies-Interpretation der unterpermisschen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, 1974 (1975), Bd. 84.
- Flügel H.W.* Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1963 (1964), 56, N 2.
- Flügel H.W.* Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geo. Paläont. Teil. 1, 1975, N 7/8.
- Förster H., Leonhardt J.* Die Ötztaler Masse – ein präkambrisches Element in den Ostalpen? – Geol. Rdsch., 1972, 61, N 1.
- Frasl G., Frank W.* Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. Heidelberg: VFMG e G., 1966.
- Gansser A.* The Insubric Line, a major geotectonic problem. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1968, Bd. 48, N 1.
- Gibergy P.* Découverte de dolomites cristallines siliceuses a débris de crinoïdes la série métamorphique du massif taillefer (terminaison sud du massif de Belledonne, massifs cristallins externes, Alpes du Dauphiné, Isère). – C. r. Acad. sci., 1971, vol. D273, N 16.
- Grauert B.* R-Sr age determination on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, vol. 1, N 4.
- Heinisch H., Schmidt K.* Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., 1976, vol. 65, N 2.
- Jäger E.* Die Geschichte des alpinen Raumes erarbeitet mit radiometrischen Alterbestimmungen. – Verh. Geol. Bundesanst., 1971, N 2.
- Klaus W.* Sporen aus dem südalpinen Perm. – Jahrb. geol. Bundesanst., 1963, Bd. 106.
- Kleinschmidt G., Neugebauer J.* Die varistische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1975, H. 9.
- Kodsi M.G., Flügel H.W.* Lithofasies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia, 1970 (1971), Bd. 80.
- Krummenacher D., Bordet P., Fort P. Le.* Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1965, Bd. 45, N 2.
- Laurent R., Chessex R.* Considérations sur la paléosoïque dans les Alpes occidentales. – Ecol. geol. helv., 1968, Bd. 61, N 1.
- Loeschke J.* Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus Ostalpen. – Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1973, Bd. 119, H. 1.
- Loeschke J., Weber K.* Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1973, Bd. 142, N 1.
- Metamorphic map of the Alps. 1:1000000, sheet 17. Sub-commission Cartography Metam. Belts World. Leiden/UNESCO; Paris, 1973.
- Metz K.* New synthetic aspects of the tectonics the eastern section of the Austrian central Alps. – Tectonophysics, 1966, vol. 3, N 2.
- Neugebauer J.* Alt-paläozoische Schichtfolge: Deckenbau und Metamorphose – Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekton. Forsch., 1970, N 35.
- Neugebauer J., Kleinschmidt G.* Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Alt-paläozoikum der Ostalpen. – Ztschr. Dtsch. geol. Ges., 1971, Bd. 122.
- Niggli E.* Magmatic history of the Alps: A short summary. – Tectonophysics, 1972, vol. 13, N 1/4.
- Pilger A., Weissenbach N.* Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. – Verh. geol. Bundesanst., 1965.
- Ramovs A.* Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. – Ztschr. Dtsch. geol. Ges., 1971, Bd. 122.
- Riehl-Herwirth G.* Zur Altersstellung der Magdalensbergserie Mittelkärnten Österreich. – Mitt. Ges. Geol. und Bergbaustud. Wien, 1970, (1971), Bd. 19.
- Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G. et al.* The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1974, N 7.
- Satir M.* Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen

Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. — Geol. Rdsch., 1976, Bd. 65, N 2.

Schönenberg R. Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken-Klagenfurter Becken—Saulpenkristallin). — Geol. Rdsch., 1967, Bd. 56, N 2.

Schönenberg R. Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. — Geotekton. Forsch., 1970, N 35.

Schönlaub H.P. Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. Bundesanst., 1979, Bd. 33.

Sitter L., Sitter-Koomans C.M. The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. — Leidse geol. mededel., 1949, pt 14 B.

Tessensohn F. Der Flysch-Trog und seine Randereiche im Karbon der Karawanken. — Neues Jahr. Geol. und Paläontol. Abh., 1971, Bd. 138, N 2.

Tessensohn F. Zur Fasies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). — Vern. Geol. Bundesanst., 1974, N 1.

Tollmann A. Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges". — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1964, N 5.

Tollmann A. Die Neueregebnisse der geologischen Forschung in Österreich: Sonderdruck aus Naturhistorikertagung. 1965, Beibfätter. Wien, 1965.

Tollmann A. Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1975, Bd. 148, N 3.

Trümpy R. L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. — Eclog. geol. helv., 1973, Bd. 66, N 1.

Tuhrner A. Metamorphose und Tektonik im Raume des Gurktaler Paläozoikums und des kata-mesozonalen Kristallins der Saualpe und der Seetaler Alpen. — Ztschr. Dtsch. geol. Ges., 1971, Bd. 122.

Vai G.B. Southern Alps. — In: Ed. F.P. Sassi. IGCP N 5. Newsletter, 1980, N 2.

Vai G.B. Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. — Lethaia, 1980, vol. 13.

Западные Карпаты

Андрусов Д.Н., Быстрицки Я., Фузан О. Обзор геологического строения Западных Карпат (вступительный путеводитель к экскурсиям): X конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц. Братислава, 1973.

Бойко А.К. Вопросы древней геологической истории Восточных и Западных Карпат и радиометрическое датирование. Киев: Наукова думка, 1975.

Будай Т., Магель М., Матейка А., Кодым О. (ст.) и др. Тектоническое развитие Чехословакии. М.: ИЛ, 1963.

Медведев А.П. Природа доальпийской структуры Западной Украины и Южной Польши: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов, 1976.

Рудаков С.Г. О сопоставлении верхнепротерозойских и палеозойских комплексов Восточных и Западных Карпат. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 2.

Цамбел Б., Азамалия В.А., Багдасарян Г.П. и др. Радиогеохронология пород и моло-

дых наложенных процессов области Малых Карпат (Словакия). — В кн.: Опыт корреляции метаморфических толщ Кавказа и Карпат. М.: Наука, 1977.

Andrusov D. Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. — Bull. soc. géol. France, 1965 (1967), vol. 7, N 7.

Balogh K. A Bükkegység földtani képződményei: A Magyar allami földtani intézet évkönyve. Bp.: Műszaki Könyvkiadó, 1964, XLVIII kötet, 2 (záró) füzet.

Balogh K., Barabás A. The carboniferous and permian of Hungary. — Acta mineral. — petrog. Szeged, 1971—1972, N 2, 20.

Grecula P. K stratigrafii starsicho paleozoika spissko-gemerského rudochoria. — Miner. slovac, 1970, roc. 11, N 7.

Grecula P. K problematike kaledónskeho vrásnenia v Spissko-Gemerskom Rudohori. — Geol. pr. SAV. GUDS. spr., 1971, N 57.

Grecula P., Varga I. Súcasný pohľad na stratigrafu a tektoniku gemerik. — Geol. pruzk., 1977, 19, N 9.

Klinec A., Planderová E., Miko O. Staropaleozoický vek hronskeho komplexu veporid. — Geol. pr. SAV. GUDS. Spr., 1975, N 63.

Mahel M. Postavenie Gemerika. — Miner. slovac, 1975 (1976), roc. 7, N 3.

Permian of the west Carpathians: Guide-book for geological excursion/Ed. J. Vozar. Bratislava: Publ. Dionyz Štur Inst. Geol., 1979.

Regional geology of Czechoslovakia. Pt II. The West Carpathians. Praha: Publ. Geol. Surv. Czechosl. Acad., 1968.

Varga I. Prejavu hercynských orogénnych fáz vo vývoji permu gemerid. Geol. pr. SAV. GUDS. Spr., 1971, N 577.

Vozárová A., Vozár J. Základne crty paleogeografie mladšieho paleozoika, Západných Karpat. — Geol. pr. SAV. GUDS. spr., 1975, N 64.

Восточные Карпаты

Бойко А.К. Стратиграфия и история формирования фундамента северо-западного окончания Мармарошского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов, 1969.

Ломизе М.Г. К вопросу о карпатских офиолитах. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6.

Рудаков С.Г. Домезозойская история Мармарошского массива Восточных Карпат. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 2.

Рудаков С.Г. О первичном размещении зон с различным метаморфическим основанием в пределах Мармарошского массива Восточных Карпат (опыт реконструкции). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, № 1.

Хашин В.Е., Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 5.

Хашин В.Е., Безд М.А., Бызова С.Л. и др. Вопросы тектонической истории Карпат в свете новых представлений о развитии геосинклиналей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.

Bercia J., Krätner H.G., Mureşan M. Pre-mesozoic metamorphites of the east Carpathians. — Anuarul Inst. Geol. Geof., 1976, vol. 50.

- Iliescu V., Mureșan N.* Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a brecciilor de Haghimaș – implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali. – *Dari seama ședinț. Inst. geol. Stratigr.*, 1971 (1972), vol. 58.
- Krätner H.G.* Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten. – *Rev. roum. géol. géophys. et géogr. Ser. geol.*, 1972a, vol. 16, N 2.
- Krätner H.G.* Voralpidische Entwicklung und alpidische Deckenbau in der kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). – *Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Ser. géol.*, 1972b, 16, N 2.
- Krätner H.G., Sassi F.P., Zirpoli G., Zulian T.* The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). – *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1975, Bd. 125, N 3.
- Săndulescu M.* Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. – *Dari seama ședinț. Inst. geol. Tecton. și geol. reg.*, 1971 (1972), vol. 58.
- Săndulescu M.* Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Haghimaș (Carpații Orientali). – *Anu. Inst. Geol. și geofis.*, 1975, vol. XLV.
- Южные Карпаты**
- Bagdașarian G.P.* Despre vîrstă absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău munții Banatului din România. – *Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol.*, 1972, vol. 17, N 1.
- Bercia J., Bercia E.* Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat – Carpații Meridionali). – *Anu. Inst. geol. și geofiz.*, 1975, vol. 43.
- Bomboe P.* Etudes pétrologiques des formations permienne de Banat. – In: KBGA, VIII kongr. Beograd, 1967, vol. II.
- Dessila-Codarcea M., Iliescu V.* Asupra prezenței depozitelor metamorfizate ale paleozoicului inferior în Carpații Meridionali centrali (regiunea Rașinari – Cisnădioara – Sadu). – *Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol.*, 1967, vol. 12, N 2.
- Giuscă D., Savu H., Bercia J., Krätner H.* Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. – *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1969, Bd. 13, N 1/4.
- Krätner H.C., Krätner F., Mureșan G., Mureșan M.* Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. – *Anu. Com. stat. geol. RSR*, 1969, vol. 37.
- Krätner H.G., Mureșan M., Iliescu V.* et al. Devonian-carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă. – *Dari seama ședinț. Inst. geol. stratigr.*, 1972 (1973), vol. 59.
- Maier O.W.* The pre-alpine metamorphosed formations from the supragetic unit of Banat (Romania). – *Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Ser. Geol.*, 1979, vol. 23, N 2.
- Maier O., Krätner H.G., Krätner F.* et al. Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc–Chelar–Vadu Dobrii). – *Anu. Com. stat. geol. RSR*, 1969, vol. 37.
- Maier O., Solomon J., Zimmermann P., Zimmermann V.* Studiul geologic și petrografic al cristalinelor din partea sudică a munților Poiana Ruscă. – *An. Inst. geol.*, 1975, vol. 43.
- Maier O.W., Visarion A.* Vîrstă formațiunilor cristalofiliene din masivul Locva. – *Dari de seama ședinț.*, 4, Stratigrafie, 1976, vol. 62.
- Mureșan M.* Interdependențe stratigrafice-structurale în formațiunile din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. – *Dari seama ședinț. Com. geol. RSR*, 1964–1965 (1966), 52, pt. Ia.
- Năstăseanu S.* Aperçu synthétique sur la géologie des Carpathes meridionales entre le Danube et le Jiu. – *Bull. Soc. géol. France. Ser. 7*, 1975, vol. XVII, N 3.
- Năstăseanu S., Stanoiu J., Bițoianu C.* Corelarea formațiunilor molasci hercinice (Westfalian – Permian) din partea vestică a Carpaților Meridionali. – *An. Inst. geol.*, 1973, vol. 40.
- Savu H.* Stratigrafia, tectonica, și metamorfismul formațiunilor din etajul superior al precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). – *Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol.*, 1973, vol. 18, N 1.
- Săndulescu M., Năstăseanu S., Krätner H.* The South Carpathians. – In: *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*. Bratislava: Geol. Inst. Dionys Štur. edit., 1974.
- Schuster A.C.* Considerații asupra evoluției domeniului danubian – Carpații Meridionali. – *Dari seama ședinț. Inst. geol. Tecton. și geol. reg.*, 1971 (1972), vol. 58.
- Балканы (Болгария и Восточная Сербия), Родопский и Сербско-Македонский массивы, Вардарская долина**
- Алексич В., Грубич А., Каленич М.* Протерозой и рифеокембрий. – В кн.: Геологический обзор Карпато-Балканид Восточной Сербии: Карп.-Балк. геол. асоц. VIII конгр. Белград, 1967.
- Алексич В., Каленич М.* Основы установления тектонической эволюции северной ветви Альпийской геосинклинальной области Восточной и Центральной Сербии. – *Acta geol. Acad. Sc. Hung.*, 1969, N 13.
- Анджелкович М.* Шумадийска зона. – Геолошки анали Балк. п-ова. Београд, 1967, кн. 33.
- Анциревич А.А., Горожанин О.Л., Величков Д., Богоявленская О.В.* О находке фаунистических остатков в метаморфических образованиях Западных Родоп (Болгария). – *Geol. Balcan.*, 1980, vol. 10, N 1.
- Белов А.А.* Основные черты строения герцинид Балканского полуострова. – *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1970, № 1.
- Белов А.А.* О роли тектонических покровов в строении Старой Планины. * В кн.: Материалы X конгр. Карп.-Балк. геол. асоц.: Секция III. Тектоника. Братислава, 1975.
- Боянов Ив.* Некоторые характерные особенности консолидации ядер, блоков и срединных массивов, входящих в альпийский геосинклинальный пояс. – *Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геотектон.*, 1973, кн. 21–22.

- Боянов Ив., Кожухарова Е., Кожухаров Д.* Взаимоотношения между докембрийский высококристаллинен цокъл и диабаз-фили-тоидната формация в Изоточните Родопи. — Спис. Бълг. геол. друж., 1969, vol. 30, N 2.
- Боянов Ив., Липман Р.Х.* О нижнемеловом возрасте низкокристаллического метаморфического комплекса Восточных Родоп. — Докл. Бълг. АН, 1973, 26, № 9.
- Веселинович М., Каленич М., Карамата С.* и др. Премезозойска еволуција наших терена дуж профила Цавтат-Канбџа и Петровац на мору — Стара Планина. — Гласе СССХУП Српске академије наука и уметности. Отдел. прир.-мат. наука, 1980, кн. 46.
- Грубич А.* Генезис герцинид в центральной части Балканского полуострова. — В кн.: Материалы XI конгр. Карп. Балк. геол. асоц. Киев: Наукова думка, 1977.
- Грубич А., Ерцеговац М.* Старост валешких слојева и нџихов значај за тумачење еволуције Вардарске зоне. — Зап. Српск. геол. друж. за 1974. Београд, 1975.
- Дивлян М., Дивлян С.* Гранитоиды югославской части Карпато-Балканской дуги. — В кн.: Геологический обзор Карпато-Балканид Восточной Сербии: Карп.-Балк. геол. ассоциация, VIII съезд. Белград, 1967.
- Димитриевиц М.Д.* Проблемы Сербско-Македонского массива. — В кн.: Путеводитель экскурсий. VIII съезд. Карп.-Балк. геол. асоц. Белград, 1967.
- Димитриевиц М.Д., Чирч Б.* Тектоническое строение Сербско-Македонского массива. — Геотектоника, 1966, № 5.
- Докембрий Родопского массива и обрамляющие его фанерозойские метаморфизованные формации. София, 1979.
- Иванов Ж.* Относно съществуването и особеностите на каледонското гънкообразуване в Стара Планина и част от юго-запад на България. — Спис. на Бълг. геол. друж., 1970, кн. 2.
- Иванов Ж.* Структура палеозойских пород между станциями Бов и Лакатник. — Годичн. Софийск. ун.-т. Геол.-географ. фак., 1971–1972 (1972), 64, № 1.
- Иванов Ж., Московски С., Колчева К.* Основные черты строения центральных частей Родопского массива. — *Geologica Balcanica*, 1979, т. 9, N 1.
- Каленич М.* Первая находка нижнего кембрия в Восточной Сербии (Южные Карпаты). — Спис. Бълг. геол. друж., 1966, т. 27, № 2.
- Кожухаров Д.* Докембрийски метаморфизирани ултрабазични и базични магматити в централите Родопи. — Спис. Бълг. геол. друж., 1966, т. 27, № 1.
- Крстич Б.* Белешка о присутству прекардочке серије метаморфних стена на Кучају и Баланичи. — Геол. ан. Балк. п-ова, 1962, т. 29.
- Кљвачева Р.* Предварительные результаты палинологических исследований древнего палеозоя в Искрском ущелье (Болгария). — Спис. Бълг. геол. друж., 1972, т. 33, № 2.
- Мичич И., Урошевиц Д., Кандич М.* и др. Назлак триаске конодоните фауне у метаморфном комплексу Копаоника. — Зап. Српск. геол. друж. за 1968. Београд, 1972.
- Павлович П.* Ориентация и деформация сколитидных фосилних остатка у ордовичским кварцитима д. Лисине код Босильграда (НР Србија): Реф. VI совет., ДЕО III. Скопје, 1967.
- Пантич Н., Крстич Б.* Геологический обзор Карпато-Балканид Восточной Сербии. Девон: VIII конгр. Карп.-Балк. геол. асоц. Београд, 1967.
- Пантич Н., Эрцеговац М.* Микрорастительные ископаемые в кристаллических сланцах комплекса р. Власина и их стратиграфическое значение. — Зап. Српск. геол. друж. за 1968. Београд, 1967.
- Савов С.* Нижнекембрийский след животного из высокометаморфизованных сланцев хребта Странджа, Юго-Восточная Болгария. — Палеонтол., стратигр. и литол., 1976, № 5.
- Стратиграфия на България. София: Наука и Изкуство, 1968.
- Хайдатов Ив.* О тектономагматическом развитии Старопланинской эвгеосинклинали в палеозое. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геотектон., 1973, кн. 21–22.
- Borsi S., Ferrata G., Mercier J.* Determination de l'âge des series métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien au Nord—Est de Thessalonique (Grece) par les methodes Rb/Sr et K/Ar. — Soc. géol. Nord, Ann., 1964. N 84.
- Bojadjev St.* On the results of the radiometric age determinations of the premezozoic in parts of the Balkan peninsula. — Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. Сер. геохимия, минер. и петр., 1974, т. 23.
- Dimitrijević M.* Hercynian metamorphism in the central part of the Balkan Peninsula. — *Ztschr. Dtsch. geol. Ges.*, 1972, Bd. 123, N 2.
- Dimitrijević M.D.* Sur L'âge du métamorphisme et des plissements dans la mass serbo-macédonienne. — In: Bull. VI Congr. Assoc. geol. Carp. W-wa, 1974, vol. 1, fasc. 3.
- Haidutov I., Tenchov Y., Janev S.* Litostratigraphic subdivision of the Diabase-phyllitoid complex in the Berkovica Balkan Mountain. — *Geol. balcan.*, 1979, vol. 9, N 3.
- Kauffmann G., Kockel F., Mollat H.* Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). — *Bull. Soc. géol. France*, 1976, vol. 18, N 2.
- Kockel F., Walther H.W.* Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischen und Rila—Rhodope—Massiv in Ost-Mazedonien. — *Geol. Jahrb.* 83, Hannover, 1965.
- Kozhouharov D., Kozhouharova E.* Jaspilites in the Pre-Cambrian in the Western Rhodope mountains. — Докл. Болг. АН, 1975, 28, № 9.
- Maratos G., Andranopoulos B.* La faune trouvée dans les calcaires d'Aliki, Alexandroupolis (Phyllites du Rhodope). — *Bull. Geol. Soc. Greece*, 1965, vol. VI, N 2.
- Mercier J.* Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédonie (Grèce): Vue d'ensemble. — *Bull. Soc. geol. France*, 1966 (1967), vol. 8, N 7.
- Milovanović B., Cirić B.* Geoloska karra SR Srbije, 1:200000. Beograd, 1968.

Rollet M. Recherches géologiques dans la Skop-ska Crna Gora – Karadagh (Macédonie yougoslave): Thèse doct. sci. natur. Fac. sci. Univ. Besançon, 1969.

Tollmann A. Das Strandscha-Fenster, ein neues Fenster der Metamorphiden im alpinen Nordstamm des Balkans. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1965, N 4.

Мизийская плита

Афанасьев Г.Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.

Бобринский В.М. Литостратиграфия пермо-триасовых отложений юга Молдавии. – В кн.: Геолого-литологические исследования в МССР. Кишинев: Штиинца, 1972.

Гарецкий Р.Г. О фундаменте Мизийской плиты. – Геотектоника, 1970, № 4.

Кулаксьзев Г., Тенцов Я. Стратиграфия нижнего карбона в Добруджом угольном бассейне. – Изв. Геол. ин-т Българ. АН. Сер. страт. и лит., 1973, № 22.

Спасов Хр. Литостратиграфическое расчленение и корреляция девонских отложений Мизийской плиты. – Сп. Българ. геол. друж., 1971, т. 32, № 2.

Спасов Хр. Стратиграфия нижнего карбона в некоторых скважинах северо-восточной Болгарии. – Изв. Геол. ин-т Българ. АН. Сер. стратигр. и литол., 1972, № 21.

Янев Сл. Фашиален анализ на девонските седименти от Северозточна България. – Изв. Геол. ин-т Българ. АН. Сер. стратигр. и литол., 1974 (1975), № 23.

Barbu C., Daneş T. Asupra fundamentului Platformei Moesice din zona Balş-Optaşi. – Petrol. și gaze, 1970, vol. 21, N 7.

Paraschiv D. Studiul stratigrafic al devonianului și carboniferului din platforma Moesica, la vest de rui Argeş. – Stud. techn. și econ. Inst. geol. Ser. J., 1974, N 12.

Paraschiv D., Beju D. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Cambro-Ordovicianului din platforma Moesica. – Petrol. și gaze, 1973, vol. 24, N 8.

Добруджа

Лапкин И.Ю., Ильохина А.В., Балабанов В.Ф. О генезисе и возрасте вулканогенно-осадочной толщи Северного Придобруджья. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 6.

Янович В., Джюшке Д., Мутыхак В., Мирзюце О., Кириах М. Общій обзор геологии Добруджи. – В кн.: Гид экскурсий: V конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц. Бухарест, 1961.

Piescu V., Mutihac V. Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea ou formațiunile cutate din Dobrogea centrala. – Dari seama sedinț. Com. geol. RPR, 1963–1964 (1965), vol. 51, pt 1.

Lipa D. Cercetări sedimentologice in depozitele proterozoic – superioare (șisturi verzi) din Dobrogea. – Anu. Inst. geol., 1970, vol. 38.

Mirăuța E. Etude des conodontes dévoniens de la Dobrogea septentrionale (zone de Tulcea). – Mém. Inst. géol., 1971, vol. 14.

Mirăuța O. Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a munților Macinului. – Stud. și veracet. geol., geofiz., geogr. Ser. geol., 1966, vol. 11, N 2.

Mirăuța O. Tectonica proterozoicului superior din Dobrogea centrala. – Anu. Com stat geol. RSR, 1969, vol. 37.

Mirăuța O., Mutihac V., Bandrabur T. Note explicative carte geology, échelle 1 : 200 000, 38. Tulcea, Bucarest, 1968.

Mureșan M. Asupra prezenței unei ferestre tectonice in zona șisturilor verzi din Dobrogea centrala (regiunea Altin Tepe). – Dari seama ședing. Inst. geol. Tecto și geol. reg., 1969–1970 (1971), vol. 57.

Фундамент Паннонской впадины

Brkić M., Jamicic D., Pantic N. Karbonske naslage u Papuku (sjeverotocna Hrvatska). – Geol. vjesn., 1974, N 27.

Filipović J. Sediments of Dinantian age in North-West Serbia (Yugoslavia). – VIII CIGSG, Compte rendu, vol. 3. M.: Nauka, 1979.

Jamičić D. Structural fabric of the metamorphosed rocks of mt. Krndija and the eastern part of mt. Papuk. – Bull. sci. Cons. Acad. sci. et arts RSFY, 1976, vol. A21, N 1–2.

Jantsky B. Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonschen Becken. – Nova acta leopold., 1976, Bd. 45, N 224.

Kozur H., Mock R. On the age of the Paleozoic the Uppony Mountains (North Hungary). – Acta mineral.-petrogr. Szeged, 1977, vol. 23, N 1.

Miholic S. Nuklearna geologija. – Zagreb Geol. vjesn., 1958, N 11.

Sikić K., Brkić M. Donji trijaš u Papuki i Krndiji. – Geol. vjesn., 1976, N 28.

Simić V. O facijama mladeg paleozoika u Zapadnoj Srbiji. – Vesn. geol. inst. kraljev. Jugosl., Beograd, 1938, kn. VI, t. VI.

Spasov H., Stojanović-Kuzenke S., Pajić V., Filipović I. Les Conodontes paleozoiques de la Serbie occidentale. – In: 8 Kongr. CBGA. Beograd, 1967, t. 1.

Szederkényi T. Paleozoic magmatism and tectogenesis in southeast Transdanubia. – Acta geol. acad.-sci. hung., 1974, t. 18, N 3/4.

Szederkényi T. Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – Acta mineral.-petrogr. Szeged, 1977, vol. 23, N 1.

Wein G.A. Dunántúl neogén rétegekkel fedett ENY-1 részének szerkezetföldtani vázlat. – Mag. állami földt. intéz. Jelet., 1969 (1971).

Алусени

Белов А.А. К вопросу о палеозойских отложениях гор Хигиш и Дроча (горы Алусени, Румыния). – Изв АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3.

Bleahu M. The Apuseeni Mountains. – In: Tectonics of Carpatian – Balkan Region. Bratislava: Inst. Geol. Dionys ŝtur edit., 1974.

Savu H. Masivul eruptiv de la Birzava (Munții Drocea). – Mem. Inst. geol. București, 1965, vol. 8.

Visarion A. Asupra prezenței unei asociații microfloristice în seria de Muncel (munții

- Bihor). — *Dări seama sedint. Inst. geol. Paleontol.*, 1967–1968 (1970), vol. 55.
- Турция. Острова Хиос, Лесбос, Кипр
- Белов А.А.* Тектоническое развитие западного и центрального Тавра в палеозое (Турция). — *Геотектоника*, 1973, № 1.
- Белов А.А.* Верхнепалеозойские орогенные образования Северо-Западной Анатолии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 4.
- Моргунов Ю.Г., Белов А.А., Рудаков С.Г.* Палеозой Анатолии. Ломоносовские чтения и VI науч. конф. геол. фак. МГУ: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Моргунов Ю.Г., Рудаков С.Г.* Палеозойские образования Западного Понта (Турция). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 10.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г.* Докембрий и палеозой северо-западной части Аравийского п-ова. — *Сов. геол.*, 1965, № 3.
- Эрентоз К.* Краткий обзор геологии Анатолии. — *Геотектоника*, 1967, № 2.
- Alrinli E.* Geology of Eastern and southeastern Anatolia. Pt I, II. — *Bull. MTA*, 1966, 1967, N 66, 67.
- Altinli E.* Geologic investigation of the Izmit-Hereke — Kurucadag area. — *Bull. MTA*, 1968, N 71.
- Assereto R.* Notes on the anisian biostratigraphy of the Gebze Area (Kocaeli Peninsula, Turkey). — *Ztscher. Dtsch. geol. Ges.*, 1972, t. 123, N 2.
- Baykal F.* Explanatory text of the Geological map of Turkey. Sivas. Ankara: MTA, 1966.
- Bulgütay Utarit.* Geology of the Hasanoglan — Ankara Region. — *Bull. MTA*, 1960, N 54.
- Bingöl E.* Evolution géotectonique de Anatolie de l'ouest. — In: *Geologie des regions Egeennes: V colloq.*, Orsay. P.: Univ. Paris., 1975.
- Bingöl E.* Evolution géotectonique de l'Anatolie de l'Ouest. — *Bull. Soc. géol. France*, 1976, vol. 18, N 2.
- Brinkmann R.* Geology of Turkey. Amsterdam: Elsevier, 1976.
- Brunn J.H., Graciansky P.-Ch. de, Gutnič M.* et al. Structures majeures et corrélation stratigraphiques dans les Taurides occidentales. — *Bull. Soc. géol. France*, 1970, vol. 12, N 3.
- Brunn J.H., Argyriadis J., Ricou L.E.* et al. Elements majeurs de liaison entre Taurides et Hellenides. — *Bull. Soc. géol. France. Ser. 7*, 1976, vol. 18, N 2.
- Buggisch W.* Nachweis von Ludlow und Gedinne im Taurus (Südanatolien). — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, 1973, N 5.
- Delaloye M., Cogulu E., Chessex R.* Etude géochronométrique des massifs cristallins de Rize et de Gümüsane, Pontides orientales (Turquie). — C. r. séances Soc. Phys. et hist. natur. Geneve, 1972 (1973), t. 7, N 2–3.
- Dürr St. von.* Marginal parts of the Cycladed and Menderes crystalline. — In: *Geologie des regions Egeennes: V colloq.* Orsay, 1975. Univ. Paris—Sud.
- Fourquin C.* L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paleogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire. — *Bull. Soc. géol. France. Ser. 7*, 1975 (1976), vol. 17, N 6.
- Güvenç T.* Etude stratigraphique et micropaleontologique du Carbonifère et du Permien des Taurus occidentaux, dans l'arrière — pays d'Alanya (Turquie): Thèse doct. Univ. Paris, 1965.
- Haas W.* Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nordwest-Türkei). — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1968, Bd. 131, N 2.
- Haude H.* Das Alt Paläozoicum-Präkambrium bis Silurian in der Türkei. *Zbl. Geol. und Paläont.*, 1969, H. 4.
- Hecht J.* Zur Geologie von Südost-Lesbos (Griechenland). — *Ztschr. Dtsch. geol. Ges.*, 1972, Bd. 123, N 2.
- Herget G., Roth W.* Stratigraphie des Paläozoikum im Nordwestr. Teil. der Insel Chios (Agäis). — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1968, Bd. 131, N 1.
- Höll R.* Genese und Altersstellung der Sb-W-Hg-Formation in der Turkey und auf Chios Greichenland. — *Bauer. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. Abh. N.F.*, München, 1966, Bd. 127.
- Kaaden G. van den.* Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the north Western part of Anatolia — Turkey. — *Bull. MTA*, 1959, N 52.
- Kaaden G. van den.* The basements rocks of Turkey. — In: *Geology and history of Turkey. Tripoli (Libia)*, 1971.
- Kalafatcioglu A.* A geological study in the Karaburun Peninsula. — *Bull. MTA*, 1961, N 56.
- Kalafatcioglu A.* Distribution of Ordovician-Silurian formations on Turkey and in the neighboring countries. — *Bull. MTA*, 1975, N 84.
- Kauffmann G.* Fossil-belegtes Alt-Paläozoikum im Nordost teil der Insel Chios (Agäis). — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, 1965, N 11.
- Monod O.* Presence d'une faune ordovicienne dans les schistes de Seydisehir a la base des calcaires du Taurus occidental. — *Bull. MTA*, 1967, N 69.
- Peyronnet P. de.* La serie antépermienne d'Alanya (Taurus méridional): composition et évolution. — C. r. Acad. sci., 1967, vol. D264, N 5.
- Preparatory Notes for the Turkish part of the Tectonic Colloquium Held in Iran and Turkey. Ankara: MTA, 1967.
- Radelli L.* La nappe de Balya. La zone des plis égéens et l'extension de la zone du Vardar en Turquie occidentale. — *Geol. alp.*, 1970, vol. 46.
- Ricou L.-E., Argyriadis I., Marcoux J.* L'axe calcaire du Taurus, un alignement de Fenêtres arabo-africaines. sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. — *Bull. Soc. géol. France*, 1975 (1976), 17, N 6.
- Schüling R.D.* Über eine präherzynische Faltungssphase im Kaz-Dag Krisrallin. — *Bull. MTA*, 1959, N 53.
- Schwan W.* Ergebnisse neuerer geologischer Forschungen im Amanosgebirge (Süd-Turkei). — *Geotekton. Forsch.*, 1972, N 42.
- Yılmaz O.* Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas (Partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie): Thèse doct. Univ. sci. med. Grenoble, 1971.

Западное Средиземноморье

- Кер А.* Калабрийско-Сицилийская дуга. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Кюнен Ф.Х.* Возраст одного бассейна Средиземного моря. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М.: Прогресс, 1964.
- Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Кузнецов Ю.Я., Зубков В.А.* Основные черты палеогеографии Атласской области в мезозое и кайнозое. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, вып. 4.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Кац Я.Г.* Докембрий Атласской области. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 1.
- Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П.* Основные черты структуры и тектонического развития альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое. — Геотектоника, 1976, № 3.
- Фор-Мюре, Шуберт Ю., Корнпробст Дж.* и др. Бетские Кордильеры: Краткий обзор Западных Мезогейд. — В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Baudelot S., Doubinger J., Durand-Delga M., Vellurini P.* Caracteristiques et ages des cinq cycles paleozoiques au nord-ouest de la Corse. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 5.
- Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L.* Structure and evolution of the Mediterranean basins. — Inst. franç. petrol. Div. géol., 1976, vol. 9, N 2107.
- Bossiere G., Raymond D.* Les massifs de socle "Kabyle" de la feuille Dellys-Tizi Ouzou (Grande Kabylie, Algérie). — Bull. Soc. hist. natur. Afr. Nord, 1974 (1975), vol. 65, N 1/2.
- Bourgeois J., Bourrouilh R., Chauve P.* et al. Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques. — Ann. Soc. géol. Nord., 1970 (1971), vol. 90, N 4.
- Caflisch L., Schmidt H., Friedberg P.* Un contributo delle ricerche petrolifere alla conoscenza del paleozoico in Sicilia. — Boll. Soc. géol. ital., 1967, vol. 86.
- Caire A., Glangeaud L., Gradjaquet C.* Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). — Bull. Soc. géol. France, Ser. 7, 1960, vol. II.
- Carmignani L., Coccozza R., Minzoni M., Pertusati P.C.* Explanatory notes of cross sections through Sardinia hercynian range. — In: Sassi F.P. ed., IGCP N 5, Newsletter, 1980, N 2.
- Coccozza T.* Structural patterns of Sardinia. — Quad. Ric. sci., 1975, N 90.
- Colom C.G.* Geologia de Mallorca. Palma de Mallorca, 1975.
- Didon J., Durand-Delga M., Kornprobst J.* Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1973, vol. 15, N 2.
- Dubois R.* Les caractères pétrographiques des formations granulitiques et la signification de la formation kinzigitique en Calabre. — C. r. Acad. sci., 1971, vol. D273, N 13.
- Görler K., Ibbeken H.* Erste Fossilfunde in den Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd-Italien). — Neues Jahrb. Geol. und Paläotol. Monatsh., 1970, N 7.
- Heezen B., Gray C., Segre A.G.* et al. Evidence of Founded Continental Crust beneath the Central Tyrrhenian Sea. — Nature, 1971, vol. 229, N 5283.
- Kornprobst J.* Signification structurale des péridotites dans l'orogène beticorifain: Arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 3.
- Loomis T.P.* Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the strait Gibraltar. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 275, N 1.
- Masclé G.* Les grands traits de l'évolution géologique des monts Sicani (Sicile). — Bull. Soc. géol. France, 1974, vol. 16, N 2.
- Mauffret A.* Stude geodynamique de la marge des îles Baleares: These doct. etat. C.N.R.S., 1976.
- Minzoni N.* Contributo alla conoscenza dei ricoprimenti ercinici della Sardegna centrale. — An. Univ. Ferrara, 1970.
- Nardi R.* Structural outline of Corsica. — Quad. ric. sci., 1975, N 90.
- Poll J.J.K.* The geology of the Rosas-Terreseo area (Sulcis, South Sardinia). — Leidse geol. meded., 1966, N 35.
- Report on the Tuscan paleozoic basement/A cura di M. Tongiorgi. Pisa: CNR, 1978.
- Ryan W.B.F., Hsü K.J., Bruce C.* et al. Initial reports of the deep-sea drilling project. Wash., 1973, vol. 13, pt 1, 2, site 134, site 121.
- Schneider H.-H.* Revision des Altpaläozoikums Sardinien insbesondere des Sardischen Konglomerates. — Neues Jahrb. Geol. und Paläotol., Abh., 1974, Bd. 146, N 1.
- Vai G.B.* Evidence of silurian in the Apuane Alps (Toscany, Italy). — G. geol., 1970 (1972), vol. 38, N 1.
- Vardabasso S.* Orogenesi e metamorfismi in Sardegna. — Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur., 1966, vol. 40, N 3.

Литература к гл. IV

- Белов А.А., Сокин М.Л.* О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центр. Кавказ). — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1.
- Леонов Ю.Г.* Роль мезозойского тектогенеза в развитии Кавказско-Каракорумской части Альпийско-Гималайского пояса. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: Б.н., 971.
- Лыков В.И., Безгодков В.А., Орлов В.С.* Земная кора Копетдага. — Сов. геол., 1975, № 5.
- Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Гостеолтехиздат, 1960.
- Славин В.И.* Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1958, вып. 6.
- Славин В.И., Хаин В.Е.* Роль киммерийских движений в развитии Средиземноморского пояса: Тез. докл. совещ. "Тектоника Средиземноморского пояса". М.: Наука, 1978.
- Славин В.И., Хаин В.Е.* Раннекиммерийские геосинклиналиные прогибы севера центральной части Средиземноморского

- пояса. — Вест. МГУ. Сер. геол., 1980а, № 2.
- Славин В.И., Хаин В.Е.* Позднекимммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980б, № 4.
- Сомин М.Л., Белов А.А.* О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, вып. 1.
- Хаин В.Е.* Северо-Кавказско-Туркменско-Северо-Афганский познетриасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5.
- Шалимов А.И., Миклухо-Маклай А.Д.* Стратиграфическое положение глыб пермских известняков в бассейне р. Альмы. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1960, № 9.
- Шлезингер А.Б.* Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.
- Штилле Г.* К экологии киммерийской складчатости. Изб. труды. М.: Мир, 1964.
- Corsin P., Stampfli G.* La formation de Shems-hak dans l'Elburz oriental (Iran): Florastaratigraphie-paleogeographie. — Geobios, Lyon, 1977, N 10, fasc. 4.
- Чирич Б.М.* О взаимосвязи Динарид, Эллинид и Италид. — Сов. геол., 1966, № 5.
- Чирич Б., Памич Я., Сикошек Б.* и др. Геологические проблемы Динарид: КБГА, VIII конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц. Београд, 1967.
- Шатский Н.С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. М.: Наука, 1965, т. 3.
- Aubouin J., Dercourt J.* Sur la géologie de l'Égée; Regard sur la Crète (Grèce). — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1965, vol. 7, N 5.
- Blanchet R.* Sur un profil des Dinarides, de l'Adriatique (Split—Omis, Dalmatie) au Bassin pannonique (Banja Luka—Doboj, Bosnie). — Bull. Soc. géol. France, 1970, vol. 12, N 6.
- Blanchet R.* De l'Adriatique au bassin Pannonique: Essai d'un model de chaîne Alpin. — Mem. Soc. géol. France. Nouv. ser., 1974 (1975), vol. 53, N 120.
- Bonneau M.* La nappe métamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinités pélagoniennes charrié jusque sur la zone de Tripolitza de la Crète moyenne (Grèce). — C. r. Acad. sci., 1972. vol. D275, N 21.
- Boucék B., Mihajlović M.* Pojava interesantne inhofacije (Dictyodora, Phycosiphon) TKZV. silura paleozoica Sane (Bosna). — Ohrid, 1966, ref. 6, Savet., deo 1.
- Čirić B., Gaertner H.R.V.* O problemu variscijskog ubiranja u Jugoslaviji. — Vesnik. Ser. A, Beograd, 1962, kn. 20.
- Clément B., Guernet C., Lys M.* Données nouvelles sur le Carbonifère et le Permien du mont Beletsis, en Attique (Grèce). — C. r. Soc. géol. France, 1970, N 1.
- Dimitrijević M.D.* Structure des terrains paléozoïques d'ivanjica (Serbie, Yougoslavie). — Bull. Soc. géol. France, 1969 (1970), vol. 11, N 6.
- Durdanović Z.* O paleozoïku i trijasi Medvednice (Zagrebačke gore) i područja Dvora na Uni na temelju Kinodonta. — Geol. vjesn., 1971 (1973), N 25.
- Glangeaud L.* Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. — Rev. geogr., phys. et geol. dyn., 2 ser., 1957, vol. 2, fasc. 4.
- Godfriaux J., Mercier J.* Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine. — Soc. geol. Nord, Ann., 1964, vol. LXXXIV.
- Guernet C.* Sur l'âge des formations métamorphiques du massif d'Attique—Cyclades (Grèce). — C. r. Acad. sci. France. Ser. D, 1975, vol. 280, N 13.
- Kober L.* Leitlinien der Tektonik Jugoslawien. Београд: Сербск. АН., геол. ин-т, 1952, кн. 3.
- Kuss S.E.* Neue Fusulinenfunde in den Talea Ori/Kreta (Griechenland). — Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., 1973, N 63.
- Miladinović M.* Geološki sastav i Tektonski sklop šure osoline planine Rumije u Cronogorskom primorju. Sarajevo: Izd. Geol. zavoda, 1964.
- Milavanović B., Čirić B.* Geološka karta SR Srbije 1 : 200 000. Београд, 1968.
- Papanikolaou D.J.* Stratigraphy and structure of the Paleozoic rocks in Greece: an introduction. — In: Sassi F.P. ed., IGCP N 5, Newsletter, 1979, N 1.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛ. V

- Динариды Югославии, Эллиниды и острова Эгейского моря, о. Крит (Греция)
- Арсовски М.* Значенъето на стратиграфското расчленување на палеозойските шкрилци во Западна Македонија за правилното водене на перспективните работи на железо. — Трудови геол. завод НР Македонија. Скопје, 1962, вып. 9.
- Белостоцкий И.И.* Тектоника центрального сектора Динарид: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М., 1967.
- Геолошка карта СФР Југословија, 1:500 000. сојузен геолошки завод. Београд, 1970.
- Грубич А., Христов С., Ерцеговац М., Пенцеровски Ј.* Нови прилози познавању Пелагонида. — Зап. Српск. геол. друж. за 1974. Београд, 1975.
- Илич М.* Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид. — Acta. Geol. Acad. Sci. Hung., 1967, t. 11, N 1—3.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали. М.: Мир, 1967.
- Пантич Н.К.* Мезозойский и палеогеновый возраст некоторых метаморфитов Югославии (на основании палеопалинологических данных). — В кн.: Палинология мезофита. М.: Наука, 1973.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
- Спасов Хр.* Стратиграфия и корреляция на девона в България и съседните страни: Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. София, 1971.
- Стоянов Р.* Петролошки карактеристики на магматските и метаморфните стени од пошироката околина на Прилеп. Скопје: Геолошки завод, посебни изданија, 1974. Бр. 4.

Papastamatiou J. Outlines of the geology of Greece. — In: Methodes prospect. chromite. P., 1964.

Rampoux J.-P. Sur la problématique du passage du paléozoïque au Trias dans les Dinarides yougoslaves (secteur de Serbie centrale du Monténégro oriental, Yougoslavie). — C. r. Seances Acad. sci. Ser. D, 1968, vol. 267, N 13.

Thiébaud P. Sur l'âge alpin du métamorphisme des schistes du soubassement de Pripoliza en Péloponnèse méridionale (Grèce). — C. r. Acad. Sci. Ser. D, 1975, vol. 280, N 8.

Yarwood G.A., Aftalion M. Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Piers, Greece). — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 2.

Закавказье

Абесадзе М.Б. Новые данные о расчленении метаморфических сланцев (филлитов) Дзирульского кристаллического массива. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3.

Агамалян В.А. Докембрий—нижний палеозой. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, т. 5. Литология.

Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. — В кн.: Материалы докладов II регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму, Кавказам. Ереван, 1973; Тбилиси: Б. и., 1978.

Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Гостеолтехиздат, 1961.

Аракелян Р.А. Палеозой. — В кн.: Геология АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964, т. 2. Стратиграфия.

Асламян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.

Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Казарян К.Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1978.

Белов А.А. Новые данные по геологии палеозоя Храмского массива Южной Грузии. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1967, № 12.

Белов А.А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, № 1.

Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геол., 1973, № 8.

Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симомян Г.П. и др. Новые данные по геологии Южного Зангезура. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, № 4.

Гамкрелидзе П.Д., Цагарели А.Л. Основные черты и этапы структурного развития Кавказского перешейка в альпийском цикле. — В кн.: Орогенетические пояса. М.: Наука, 1968.

Геологическое строение и металлогения юго-восточной Грузии. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1965, вып. 1.

Горохов И.М., Рубинштейн М.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С. Применение Rb-Sr метода для датирования некоторых докембрийских пород Грузии. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1978.

Добровольская Т.И., Лебединский В.И., Макаров Н.Н., Юрк Ю.Ю. Геохронология Крыма по радиологическим данным. — В кн.: Тр. XV сес. комис. по определению абсолютн. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1970.

Заридзе Г.М. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии: Верхняя мантия. М.: Наука, 1970, № 7.

Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. Аджариская брахиантиклиналь в структуре Мало-го Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1973.

Кожухаров Д., Боянов И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6.

Левен Э.Я. Стратиграфия пермских отложений Закавказья. — Сов. геол., 1975, № 1.

Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 6.

Назарян А.Е. Краткий очерк геологии и тектонического развития Пахкуняцкого хребта. — Учен. зап. Ереван. ун-та, 1965, № 99.

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа. Тбилиси: Мецниереба, 1977.

Чернов В.Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. — Геотектоника, 1970, № 5.

Шевченко В.И. Геотектоническая обстановка каледонского этапа развития на юге европейской части СССР и прилегающих территориях. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2.

Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И. Абсолютный возраст гранитов из валунов верхнеюрских конгломератов Крыма. — В кн.: Абсолютные датировки тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966.

Ирано-афганская часть Перигондванской платформы

Геология и рудные месторождения Среднего Востока/Под ред. М.В. Муратова. М.: Недра, 1973.

Демин А.Н., Журавлева З.А., Славин В.И. О находке вендских отложений в Южном Афганистане. — В кн.: Некоторые вопросы региональной геологии. М.: МГУ, 1973.

Карпетов С.С., Довгаль Ю.М., Демин А.Н. и др. Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан). — Сов. геол., 1971, № 2.

Пашков Б.Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области. — Геотектоника, 1975, № 5.

Перфильев Ю.С., Моралев В.М. Докембрий восточной части Альпийско-Гималайского

- пояса. — Тр. Науч.-исслед. лаб. геол. зарубежн. стран, 1975, вып. 29.
- Штеклин Й.* Тектоника Ирана. — Геотектоника, 1966, № 1.
- Штеклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3.
- Clark G.C., Davies R.G., Hamzepour B., Jones C.R.* Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle Map 1 : 250 000. — Geol. Surv. Iran, D3, 1975.
- Davies R.G., Jones C.R., Namzepour B., Clark G.C.* Geology of the Masulch sheet 1 : 100 000 Northwest Iran. — Geol. Surv. Iran, Rept., 1972, N 24.
- Gealey W.K.* Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 8.
- Geological quadrangle map of Iran, N A3, Serow (West Rezaiyeh). Geol. Surv. Iran, 1973.
- Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hughes C.M.* et al. Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, 57, N 1.
- Huckriede R., Kürsten M., Venzlaff H.* Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). — Geol. Jahrb., 1962, Beih. 51.
- Ruttner A., Nabavi M., Hafiyan J.* Geology of the Shirgesht Mountains (Tabas Area, East Iran). — Geol. Surv. Iran., Rept., 1966, N 4.
- Sadek A.* Early Paleozoic sediments of the Zagros-Taurus ranges. — Geol. Rdsch., 1977, Bd. 66, N 1.
- Stampfli G.M.* Etude géologique générale de l'Eldur oriental au S de Gonbad-e Qabus Iran N-E: These doct. Univ. Geneve, 1978, N 1868.
- Stepanov D.L., Golshani F., Stöcklin J.* Upper Permian and Permian — Triassic boundary in North Iran. — Geol. Surv. Iran. Rept, 1969, N 12.
- Stöcklin J., Eftehar-nezhad J., Hyshmandzadeh A.* Central Lut Reconnaissance East Iran. — Geol. Surv. Iran., Rept, 1972, N 22.
- Thiele O.* Der Nachweis einer intrapermischen Faltungphase im westlichen Zentral Iran. — Verh. Geol. Bundesanst., 1973, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Краткая история представлений об океане Тетис и палеозойском развитии Средиземноморского пояса	7
Глава вторая	
Тектоническое районирование доальпийского основания. Палеотектоническая карта конца палеозоя—начала мезозоя	11
Глава третья	
Область распространения складчатых структур Палеотетиса (стратиграфия, структура, история развития)	12
Большой Кавказ	12
Основание Скифской плиты Предкавказья и Равнинного Крыма	29
Фундамент юго-западной части Туранской плиты	35
Северный Афганистан и Северный Памир	39
Альпы и Западные Карпаты	47
Восточные Карпаты	76
Южные Карпаты и Балканский полуостров	81
Мизийская плита	102
Фундамент Паннонской впадины	106
Апусени	109
Северо-Западная Анатолия	111
Западное Средиземноморье	115
Глава четвертая	
Область остаточного позднепалеозойского Тетиса — зона раннекиммерийской складчатости	126
Зона Южного склона Большого Кавказа	127
Северный Памир — Каракульская и Дарваз-Сарыкольская зоны	129
Промежуточные районы	131
Проблема раннекиммерийской складчатости	132
Глава пятая	
Область распространения фрагментов Гондванского шельфа	135
Динариды, Эллиниды, острова Эгейского моря	135
Юго-Восточная и Центральная Анатолия, Таврские горы, Измирская зона	145
Закавказское краевое поднятие (массив)	157
Ирано-афганская часть Перигондванской эпибайкальской платформы	161
Глава шестая	
История тектонического развития и палеогеография Средиземноморского пояса в палеозое	177
Глава седьмая	
О некоторых общих закономерностях развития складчатых поясов на примере Средиземноморского пояса	189
Литература	195

CONTENTS

Forewords	3
Chapter one	
Brief history of concepts on the Tethys ocean and Paleozoic development of the Mediterranean belt	7
Chapter two	
Tectonic zonation of the Pre-Alpian basement. Paleotectonic map of the end of Paleozoic—beginning of Mesozoic	11

Chapter three

Area of distribution of folded structures of Paleotethys (stratigraphy, structure, history of development)	12
Greater Caucasus	12
Basement of the Skiphean plate of the Pre-Caucasus and Plain Crimea	29
Basement of the Turanian plate south-western part	35
North Afghanistan and the North Pamirs	39
Alps and West Carpathians	47
East Carpathians	76
South Carpathians and Balkan Peninsula	81
Mizian plate	102
Basement of the Pannonian depression	106
Apuseni	109
North-West Anatolia	111
West Mediterranean	115

Chapter four

Area of the relic Late Paleozoic Tethys – zone of the Early Cimmerian folding	126
Zone of Southern slope of the Greater Caucasus	127
North Pamirs – Karakul and Darvaz-Sarykol zones	129
Intermediate regions	131
Problem of the Early Cimmerian folding	132

Chapter five

Area of distribution of the Gondwana shelf fragments	135
Dinarides, Hellenides, islands of the Aegean Sea	135
South-eastern and Central Anatolia, Taurus mountains Izmir zone	145
Transcaucasian marginal uplift (massiv)	157
Iran-Afghanistan part of the Perigondwana Epibaikalian platform	161

Chapter six

History of tectonic development and paleogeography of the Mediterranean belt in Paleozoic	177
---	-----

Chapter seven

On some general regularities of development of folded belts on the example of the Mediterranean belt	189
Bibliography	195

Александр Алексеевич Белов

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В ПАЛЕОЗОЕ

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор *А.В. Копп*, Художник *Е.Ю. Мишчина*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*, Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 21374

Подписано к печати 18.06.81. Т – 09038. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,6 + 0,7 вкл. Усл. кр. отт. 18,9. Уч.-изд. л. 23,7

Тираж 950 экз. Тип. зак. 267. Цена 3р. 60к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90'

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 60 к.

