

А.Д.АРХАНГЕЛЬСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СССР

ОНТИ



А. Д. Архангельский

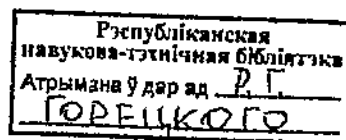
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СССР

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ

Выпуск 1

Издание второе
исправленное и дополненное

ГУУЗ'ом НЕТН СССР и КВТО рекомендовано
в качестве учебного пособия для геолого-разведочных
ВТУЗ'ов. Наркомпросом РСФСР допущено в качестве
учебного пособия для государственных университетов



ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТН СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1035 ЛЕНИНГРАД

11423021

А н н о т а ц и я

Книга акад. А. Д. Архангельского представляет полную сводку наших знаний о геологическом строении западной части СССР и дает картину истории геологического развития ее. Рассмотрение материала ведется последовательно, по группам отложений, начиная с докембрия до настоящего момента. В свою очередь в каждой группе весь материал подразделяется по отдельным районам. Большое место отведено характеристике основных черт строения как Восточноевропейской плиты, так и отдельных районов палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости.

Второе издание книги целиком переработано как в сторону расширения охвата площади — кроме Европейской части СССР и Средней Азии в него включены весь Казакстан и Западная Сибирь до Енисея, — так и в соответствии с новым материалом по исследованиям последних лет. Значительно пополнен и список литературы, приложенный в конце книги. Во втором издании книга разбита на две части — в первой из них рассматривается палеозойская группа, во второй — мезозой и кайнозой.

Оглавление

	Стр.
Предисловие к первому изданию	5
Предисловие ко второму изданию	6
Введение	7
I глава. Докембрийская группа.	22
Распространение и стратиграфия	22
Восточноевропейская плита	22
Балтийский щит	22
Азовско-Подольский щит	30
Воронежская кристаллическая глыба	34
Область палеозойских горных сооружений	35
Канин полуостров. Тиман. Урал	35
Кавказская складчатая страна	36
Тянь-шань	37
Алтай, Салаир, Кузнецкий Ала-тау и Саяны	37
Область кайнозойских горных сооружений	39
Кавказ	39
Памиро-Алайская система	39
Очерк истории докембрийской эры	40
Палеозойская группа	
II глава. Кембрийская система	50
Распространение и стратиграфия	50
Восточноевропейская плита	50
Область палеозойских горных сооружений	51
Урал	51
Кавказская складчатая страна	52
Тянь-шань	52
Салаир, Саяны, Кузнецкий Ала-тау	53
Область кайнозойских горных сооружений	57
Очерк истории кембрийского периода	57
III глава. Силурийская система	62
Распространение и стратиграфия	62
Восточноевропейская плита	62
Южный склон Балтийского щита	62
Юго-западная окраина Азовско-Подольского массива	65
Область палеозойских горных сооружений	66
Северная окраина Балтийского щита. Канин полуостров. Тиман. Урал	66
Тянь-шань	67
Кавказская складчатая страна	70
Алтай	72
Салаир, Кузнецкий Ала-тау, Саяны	74
Область кайнозойских горных сооружений	75
Кавказ и Памиро-Алайская горная система	76
Очерк истории силурийского периода	76

	Стр.
IV глава. Девонская система	93
Распространение и стратиграфия	93
Восточноевропейская плита	94
Полесский девонский вал. Днепровско-Донецкая впадина.	
Донецкий бассейн	101
Тиман	102
Область палеозойских горных сооружений	103
Урал	103
Средняя Азия	109
Казахская складчатая страна	111
Алтай	113
Салаир, Кузнецкий Ала-тау, Саяны	114
Найпозойские горные сооружения	119
Кавказ	119
Памир	119
Очерк истории девонского периода	119
V глава. Антраколитовая система (каменноугольная и пермская системы).	133
Распространение и стратиграфия	133
Каменноугольные отложения	133
Восточноевропейская плита	135
Подмосковная котловина	135
Восточный склон Балтийского щита	143
Восточнорусская впадина	144
Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина	146
Область палеозойских горных сооружений	153
Урал и Тиман	153
Тянь-шань	163
Казахская складчатая страна	167
Алтай	169
Кузнецкий бассейн	170
Минусинская котловина	175
Кавказ	175
Памиро-Алайская система	177
Пермский отдел	178
Восточнорусская впадина	179
Восточный склон Балтийского щита и северная часть Восточно-русской впадины	186
Донецкий бассейн и Мангышлак	190
Очерк истории антраколитового периода	190

Предисловие ко второму изданию

Второе издание книги преследует те же задачи, что и первое.

Сильно отличается книга в теперешнем своем виде от ранее изданной по размерам той площади, которая подлежит описанию, так как, кроме Европейской части СССР и Средней Азии, я включил в нее теперь также весь Казакстан и западную часть Сибири до р. Енисея. Кроме того, многие разделы книги коренным образом переработаны в соответствии с новым материалом.

При чтении книги, кроме карт, перечисленных в предисловии к первому изданию, желательно пользоваться еще следующими: 1) Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 2 500 000; 2) Геологическая карта Азиатской России, масштаб 1 : 10 500 000, издание 1922 г. [2 057]; 3) Геологическая карта Азиатской части СССР. Масштаб в дюйме 100 верст. 1925 г. [2 058]. Кроме того, весьма полезным пособием являются карты отдельных крупных районов, именно северо-восточного Казакстана (Кассина, [1 473]), Кузнецкого бассейна (Яворского и Бутова [1 459]), Алтая (Нехорошева [1 485]), Кузнецкого Ала-тау (Чуракова [1 497]) и Минусинской котловины (Эдельштейна [1 499]).

Далее в настоящее время вышла новая Геологическая карта Европейской части СССР в масштабе 1 : 2 500 000, издания 1933 г. Следует отметить, что карта эта переполнена грубейшими ошибками и пользоваться ею нужно крайне осторожно.

Что касается литературы, то я старался использовать возможно полнее то, что дошло до меня к сентябрю 1933 г.; работы, вышедшие позднее, использовалы лишь в том случае, если в них находились особенно важные сведения. Список литературы, данный в первом издании, я сохранил в том виде, как он был дан там, новая же литература, введенная во втором издании, дана в виде особого дополнения.

Список литературы дается в конце второго выпуска книги.

15 декабря 1933 г.

Предисловие к первому изданию

Предлагаемая вниманию читателя книга развилась из лекций по курсу «Геология СССР», читавшемуся мною в I Московском университете и в Московской горной академии. Я считал себя обязанным дать в руки своих молодых товарищей по преподаванию книгу, которая заключала бы в себе, во-первых, достаточный для серьезного общего ознакомления с предметом фактический материал, во-вторых, некоторые обобщения и выводы, которые я считаю возможным делать на основе существующего у нас, все еще очень скудного, к сожалению, материала, и, в-третьих, такую литературу предмета, которая бы давала возможность перейти от чтения этой работы к серьезному изучению того или иного вопроса по первоисточникам. Кроме преподавателя книга может, конечно, пригодиться и каждому геологу, стремящемуся получить общее представление о геологии нашей страны.

Разко подчеркивая, что книга отнюдь не является учебником, я в то же время думаю, что она при полном отсутствии у нас настоящей учебной литературы при надлежащей консультации может помочь и студенту-геологу старших курсов, в особенности при его работе на практике.

Книга в основном была закончена к октябрю 1931 г. Более поздние литературные источники использованы мною лишь в тех случаях, когда сведения, заключающиеся в них, представляют особенно большой интерес.

При изучении книги совершенно необходимо пользоваться обзорными геологическими картами, из которых можно рекомендовать печатающееся в настоящий момент новое издание 60-верстной карты Европейской части СССР, очень удобную для пользования карту той же области в масштабе 150 верст в дюйме [44], карты Урала и Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000 [45 и 449], карту Туркестана в масштабе 1 : 1 680 000 [42], карту Д. И. М у ш к е т о в а в его работе «Геологический очерк Туркестана» [85] и, наконец, десятиверстные геологические карты Донецкого бассейна и Крыма, изданные Геологическим комитетом.

Введение

I

Предлагаемая вниманию читателя книга имеет своей задачей познакомить его с геологическим строением и историей геологического развития западной половины территории СССР; восточная граница подлежащей изучению площади почти на всем ее протяжении совпадает с течением р. Енисея и лишь южнее Красноярска проходит несколько восточнее этой реки, по западной окраине горного массива Восточного Саяна.

По устройству поверхности территория эта представляет большое разнообразие. Наибольшая северная часть ее занята низменными равнинами, которые Уральским хребтом подразделяются на две части, резко отличающиеся одна от другой как по физико-географическим особенностям, так и по геологическому строению: западная часть известна под именем Русской или Восточноевропейской равнины, а восточная — Западносибирской низменности.

Восточноевропейская равнина на западе распространяется на территорию прибалтийских государств и на значительную часть Польши, а на юго-востоке продолжается за р. Урал и включает в себя пустынное плато Устюрт, расположенное между Каспийским и Аральским морями, а также лежащую южнее Устюрта песчаную пустыню Кара-кум. На северо-западе, залившей Финский залив — Онежское озеро — Белое море равнина сменяется волнистой страной, которая обнимает советскую Карелию, Кольский полуостров, Финляндию и Швецию. По характеру рельефа этот район достаточно резко отличается от более южных частей нашей площади, но по геологическому строению неразрывно с ним связан.

Очерченная сейчас область почти со всех сторон ограничена горными сооружениями, имеющими различный возраст и в связи с этим различно выраженными в рельефе; в то время как наиболее молодые горные области, как Кавказ, Карпаты и др., представляют могучие хребты, наиболее древние образуют лишь полосы невысоких холмов и иногда совсем изглаживаются.

Это горное кольцо (табл. I и II) начинается на северо-западе в Норвегии древним Каледонским горным хребтом; на юге он имеет СВ простирание, но затем у северо-западного угла Скандинавского полуострова поворачивает на север и здесь обрывается Ледовитым океаном.

На пространстве, разделяющем северную часть Каледонской цепи от Полярного Урала, Восточноевропейская равнина переходит в дно неглубокого Баренцова моря. Более внимательное изучение вопроса показывает, однако, что вполне постепенный переход от суши к дну моря имеет место лишь восточнее Чешской губы, в области Вольшеземельской тундры. На остальном протяжении между главной южной частью Восточноевропейской равнины и северной частью ее, занятой теперь Баренцо-

вым морем и Большеземельской тундрой, намечается существование некоторой орографической границы в виде ряд низких холмов и увалов, которые составляют, повидимому, части некогда бывшего единого целого. На юго-востоке полоса этих возвышенностей начинается низким Тиманским кряжем, который отходит от Урала несколько севернее Чердыни и тянется на NW к берегу Чешской губы. К западу от последней продолжением Тимана является низкий кряж — Каннинский камень, который на Канинном носу обрывается Баренцевым морем. Не исключена возможность, что некогда полоса Тиманско-Каннинских возвышенностей распространялась еще дальше на NW, и что к той же системе относятся остров Кильдин и полуостров Рыбачий.

Восточной границей Русской равнины является верхнепалеозойский Уральский хребет, который на севере через хребет Пай-хой и о. Вайгач продолжается в возвышенности Новой Земли.

На юге Урал в настоящее время оканчивается Мугоджарскими горами, далеко не доходя до возвышенностей Средней Азии. Здесь через степи и пустыни Приаралья Восточноевропейская равнина непосредственно переходит в Западносибирскую низменность. В дальнейшем мы, однако, увидим, что отсутствие горных цепей на пространстве между Мугоджарами и хребтами системы Тянь-шаня в Средней Азии представляет явление вторичное, и что некогда здесь существовали горные сооружения, связывавшие Урал и Тянь-шань в одно целое. На крайнем юго-востоке вдоль восточной окраины равнины, в пустыне Кызыл-кум вновь появляются возвышенности, представляющие остатки размытых хребтов Тянь-шаня. К ним относятся хребты Султан-Уиз-даг, Вукан-тау, Тамды-тау, Арслан-тау и Нура-тау, из которых последний представляет уже часть Тянь-шаня.

С юга наша равнина сопровождается длинной, змееобразно изгибающейся полосой молодых складчатых горных хребтов, формирование которых закончилось только в верхнетретичное время. Начинается эта полоса на востоке системой Памиро-Алайских горных дуг, расположенных к югу от Тянь-шаня. Против юго-восточной оконечности Устюрта и Кара-кумов хребты Памиро-Алайской системы резко отгибаются к югу и довольно быстро затухают.

На смену им к южной окраине Кара-кумов из глубины Афганистана и Персии подходит новая система горных хребтов, которые на границе СССР и Персии носят название Конет-дага. Не доходя до Каспийского моря, складки Конет-дага отгибаются к югу и затухают совершенно так, как это мы видели в западных частях Памиро-Алайской системы. Основное WNW направление Конет-дага на Красноводском полуострове продолжается горами Большой Балхан, Коша-Сейра и другими, но главная масса горных хребтов, замещающая Конет-даг, отбрасывается на южное побережье Каспия, где они образуют огромную выпуклую к югу дугу системы Эльбурса.

Отгибая юго-восточный берег Каспийского моря, хребты Эльбурса связываются с системой складок, которые образуют горы южного Азербайджана и Армении. Эти горы Закавказья вместе с Главным Кавказским хребтом и горами Крымского полуострова, которые некогда соединялись с горными сооружениями Добруджи, окаймляют европейскую часть нашей равнины с юга. На юго-западе к краю ее примыкают — дуга Карпат, Келецко-Сандомирские горы, а также древние, варисцидские горные сооружения Чехо-Словакии и Германии,

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР

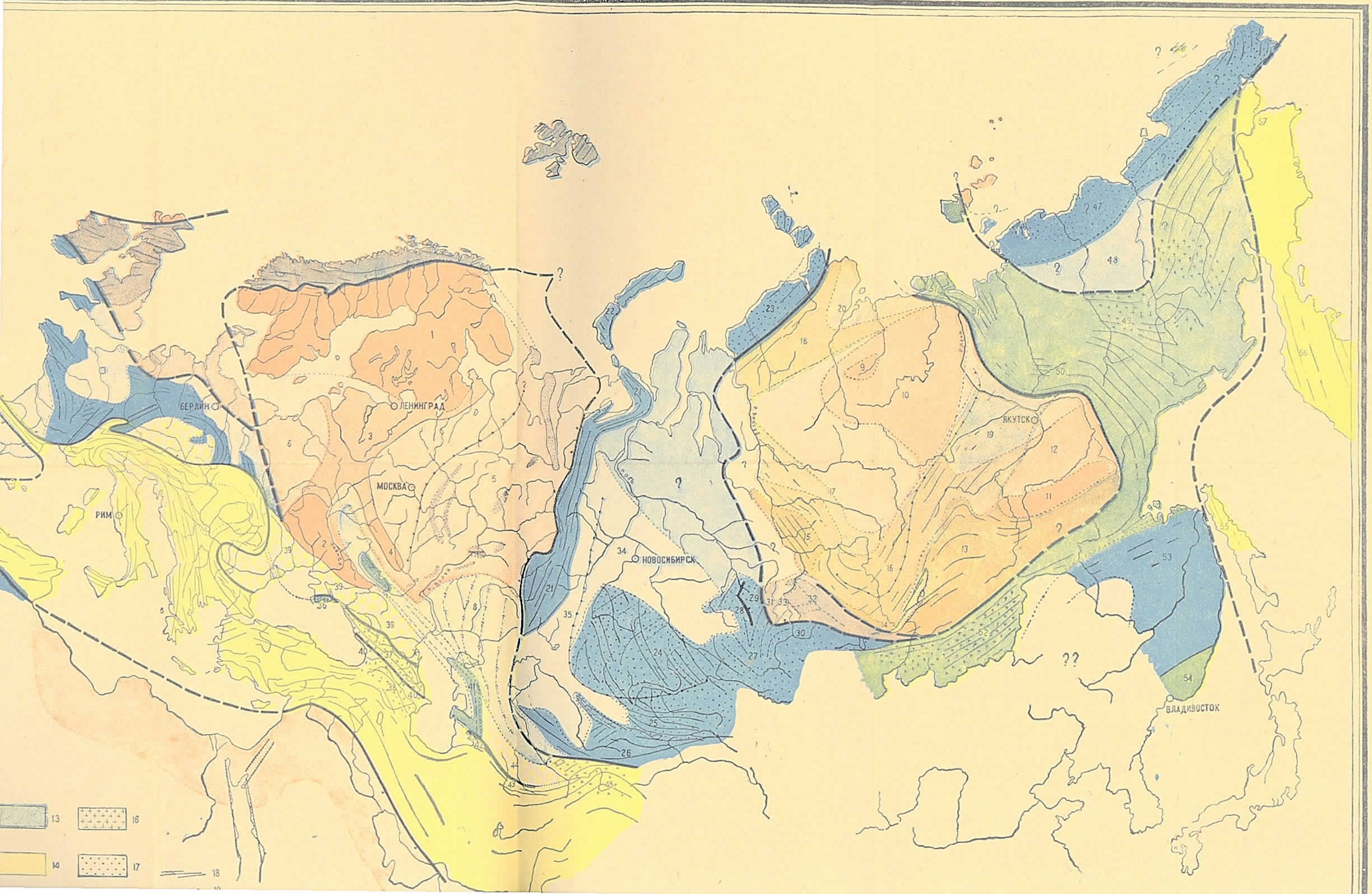
(по А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому)



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СССР

ТАБЛИЦА 1

(по А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому)



ОБЪЯСНЕНИЕ КРАСОК

Докембрийские плиты

1. Районы, в которых докембрийские породы или выходят на поверхность, или легко достижимы буровыми скважинами („щиты“).
2. Районы с относительно неглубоким залеганием докембрийского фундамента (подземные склоны щитов, подземные докембрийские выступы, „мосты“).
3. Районы с глубоким залеганием докембрийского фундамента (впадины).

Для Сибири коричневыми оттенками (4—6) обозначены районы, в которых фундаментом служат наиболее молодые свиты докембрийского комплекса (байкальская группа).

4. Районы с выходом байкальских пород на поверхность.
5. Районы с неглубоким их залеганием.
6. Районы с глубоким залеганием байкальских пород.

Палеозойские плиты

7. Районы с поверхностным залеганием каледонского фундамента.
8. Районы с глубоким залеганием каледонского фундамента.
9. Районы с поверхностным залеганием варисцийского фундамента.

10. Районы с неглубоким залеганием его.
11. Районы с глубоким залеганием варисцийского фундамента (впадины).

Области мезозойской складчатости (киммерийской и ларамийской)

12. Районы с поверхностным залеганием складчатых пород.

13. Районы с глубоким залеганием их.

Альпийские геосинклинальные области

14. Области альпийской складчатости (третичной).

15. Предгорные впадины альпийских горных сооружений.

ОБЪЯСНЕНИЯ ЗНАКОВ

16. Герцинская складчатость, известная среди более молодых складчатых сооружений СССР.
17. Каледонская складчатость, известная в более молодых складчатых хребтах СССР.
18. Простирации в послекембрийских складчатых сооружениях.
19. Простирации каледонской складчатости в Казахстане.
20. Сбросы.

21. Валу на Восточноевропейской докембрийской плите.
22. Границы слабых мезозойских и третичных дислокаций в пределах докембрийских и палеозойских плит.
23. Границы интенсивной геосинклинальной складчатости различных тектонических периодов, с указанием направления движения складок (на Кавказе и в Кузнецком бассейне внутри зоны складчатости полосы крупных надвиговых дислокаций).

ОБЪЯСНЕНИЯ ЦИФР НА КАРТЕ

Восточно-европейская докембрийская плита

1) Балтийский щит, 2) Азовско-Подольский щит, 3) Подъемные склоны Балтийского щита, 4) Воронежский выступ докембрия, 5) Восточно-русская впадина и Подмосковная котловина, 6) Польско-германская впа-

дина, 7) Донецкий бассейн и его подъемное продолжение, 8) Область предполагаемой киммерийской складчатости (в Прикаспийской впадине, Эмбенском районе и на Устье).

Сибирская докембрийская плита

9) Анабарский (Северно-сибирский) гнейсовый выступ, 10) Подъемное продолжение Северно-сибирской глыбы, 11) Алданский гнейсовый массив, 12) Подъемное продолжение Алданского массива, 13) Байнальский кристаллический массив, 14) В. Саяны, 15) Енисейский край, 16) Ленско-енисей-

ская древнепалеозойская полоса, 17) Южная ветвь Тунгусской впадины, 18) Северная ветвь Тунгусской впадины, 19) Ленско-вилюйская мезозойская впадина, 20) Хатангская мезозойская впадина.

Урало-Сибирская палеозойская плита

21) Урал, Пай-хой, 22) Новая Земля, 23) Складчатое сооружение Таймыра и Северной земли, 24) Кавказская складчатая страна, 25) Группа северных хребтов Тянь-Шаня, 26) Группа южных хребтов Тянь-Шаня, 27) Алтай,

28) Салаир, 29) Кузнецкий бассейн, 30) Западный Саян, 31) Кузнецкий Ала-тау, 32) Восточный Саян, 33) Минусинская котловина, 34) Иртышская впадина, 35) Тургайская впадина (пролив).

Альпийское складчатое сооружение

36) Крымские горы, 37) Главный Кавказский хребет, 38) Малый Кавказ, 39) Предгорная впадина Карпат, Крыма и Кавказа, 40) Курпано-Рионская впадина, 41) Мангышлан-туармырские складки, 42) Система

В. Балкана, 43) Копет-даг, 44) Предгорная впадина Копет-дага, 45) Памиро-Алайская система.

Восток Сибири

46) Докембрийская плита архипелага де-Лонга, 47) Колымско-Чукотские складки, 48) Юкагирское плато, 49) Система хребта Черского, 50) Система Верхоянского хребта, 51) Система Хараулахских гор и хребта Прончи-

шева, 52) Складчатая полоса Восточного Забайкалья, 53) Амуро-Амгунская складчатая область, 54) Область мезозойских и альпийских нарушений Приморья, 55) Сахалин, 56) Камчатка, 57) Анадырский край.

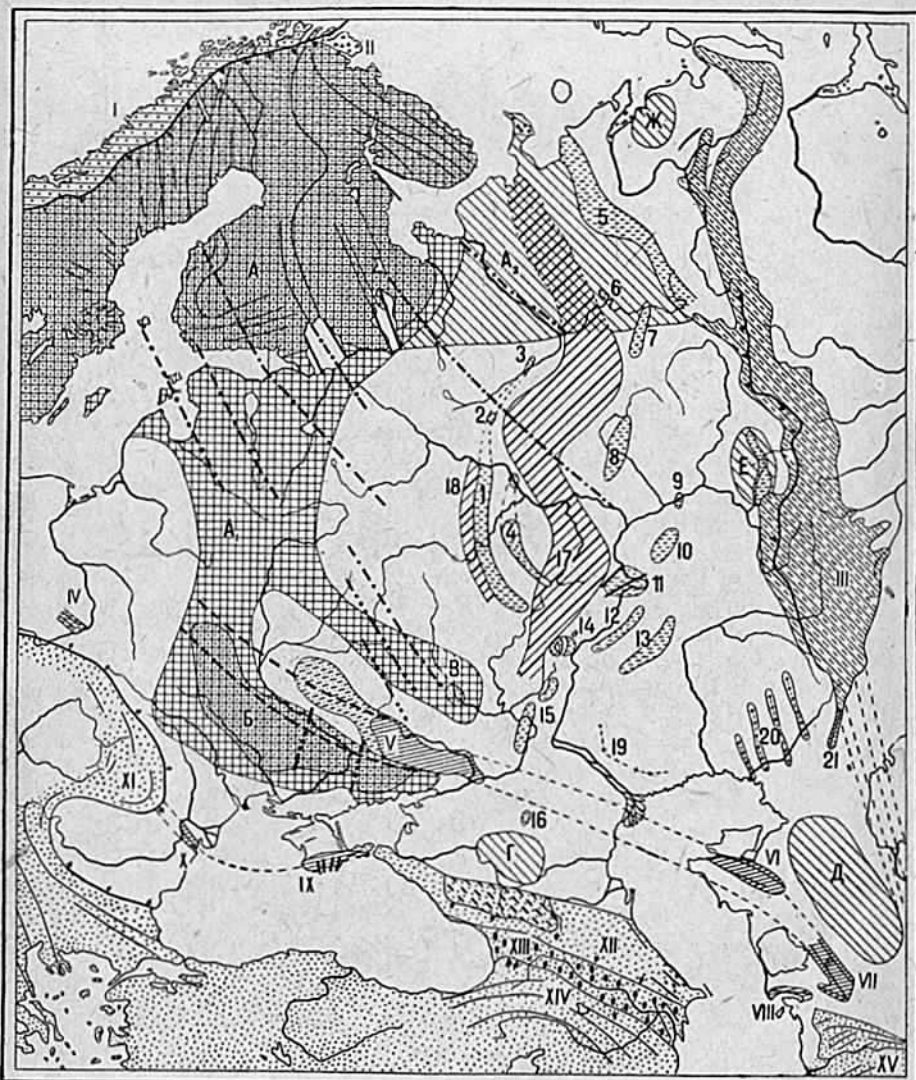


ТАБЛИЦА II

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛИТЫ И ПРИЛЕЖАЮЩИХ К НЕЙ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ.

Объяснение знаков в легенде. 1 — выступы докембрийского фундамента, доходящие до поверхности (кристаллические щиты); 2 — подземные склоны кристаллических щитов Воронежский и Полесский подземные выступы фундамента; 3 — малые подземные докембрийские горы и восточный склон Балтийского щита, вошедший со средины каменноугольного периода в состав Восточно-Европейской впадины; 4 — каледонские горные сооружения; 5 — дислокации Варангер-фиорда, о. Кильдина и пол. Канин; 6 — варисцидные горные сооружения; 7 — предполагаемое подземное продолжение Донецкого крика; 8 — киммерийские горные сооружения; 9 — более поздние сооружения альпийского периода складчатости; 10 — средняя часть северного склона Кавказа; 11 — закавказская депрессия; 12 — впадины, купола и пологие антиклиналы в области Восточно-Европейской впадины, включая Тиман; 13 — рыв Восточно-Европейской впадины; 14 — обросы и свиты; 15 — складчатые шарниры и покровы скалывания; 16 — линии Чирвинского; 17 — простирающиеся в складчатых сооружениях, 18 — простирающиеся докембрийских пород по аномалиям силы тяжести; 19 — то же по магнитным аномалиям. Белое — впадины.

Объяснение букв. А — Балтийский кристаллический щит; А₁ — южный подземный склон его с Полесским выступом докембрия; А₂ — восточный склон Балтийского щита, вошедший со средины каменноугольного периода в состав Восточно-Европейской впадины; Б — Азово-Подольский щит; В — Воронежский выступ докембрия; Г — ставропольская подземная глыба; Д — Устьюртская подземная глыба; Е — Уфимская; Ж — глыба Пыткова камня.

Объяснение римских цифр. I — норвежские Каледониды; II — предполагаемая восточная ветвь Каледонид; III — Урал (прерывающиеся линии указывают его подземное продолжение к югу); IV — Келесно-Самодурский крик; V — Донецкий крик (бассейн); VI — Мангышские горные сооружения; VII — антиклиналы Туар-иры и соседних местностей; VIII — Большой Балхан и др.; IX — Крымские (Таврические горы); X — крик Добруджи; XI — Карпаты; XII — Главный Кавказский хребет; XIII — Куринско-Риовская депрессия; XIV — Малый Кавказ; XV — Копет-даг.

Объяснение арабских цифр. 1 — Окско-Днипровский вал; 2 — выходы пермских известняков у Солигалича; 3 — антиклиналь на р. Сухоне; 4 — Алатырский вал; 5 — Тиман; 6 — дислокации Сергеевского завода; 7 — Сисольское Вычегодский вал; 8 — группы Вятских подтий; 9 — антиклиналь на р. Каме; 10 — поднятия в верховьях Сога и Черемшана; 11 — купол Самарской луки, разбитый обросами (жигулевский сброс) и флексурами; 12 — палеозойский вал южного Заволжья; 13 — поднятия южной части Общего сурта; 14 — дислокации Саратовского района; 15 — Доно-Медведицкая антиклинальная зона; 16 — поднятие на Сало-Мангышском водоразделе; 17 — Главный большой ров плиты (Симбирско-Саратовского синеклиза); 18 — Рязанско-Костромской ров; 19 — линия дислокации Эльтонского и Баскучакского озер, Чапчачи и Биш-чохо; 20 — дислокации Урало-Эмбейского нефтеносного района; 21 — Чусьна-Кулский крик.

Кольцо горных сооружений, расположенных вокруг Восточно-европейской равнины, еще раз прерывается в пределах Польши и Германии, где наша равнина сливается с Польско-Германской низменностью.

Я не стану совершенно касаться здесь деталей строения горных хребтов, о которых сейчас была речь, отсылая за необходимыми для наших целей подробностями к второму выпуску этой книги, где рассматривается геологическая структура хребтов.

Западносибирская низменность представляет собой почти идеальную равнину, поверхность которой в общем медленно понижается с юга на север, где низменность переходит в дно моря. С запада низменность, как мы уже говорили, ограничивается Уральским хребтом, восточный склон которого чрезвычайно полог и незаметно переходит в примыкающие к нему равнины. С востока низменные равнины Западной Сибири примыкают к возвышенной Сибирской платформе, которая отделяется от них течением Енисея. Юга Западносибирская низменность на большей части ее протяжения ограничивается возвышенными и частью горными районами Казакской складчатой страны и Алтайско-Саянской системы; на юго-западе в бассейне Тургаев и Иртыза эта полоса возвышенностей прерывается, и Западносибирская низменность широким проливом, получившим название Тургайского, сообщается с низменными равнинными пространствами, расположенными по побережьям Аральского моря и по нижнему течению рр. Аму-дарья, Сыр-дарья и Чу.

Возвышенные области, примыкающие с юга к Западносибирской низменности, подразделяются на несколько орографических комплексов, значительно отличающихся друг от друга по характеру рельефа и геологическому строению. Не входя в подробности, которые, поскольку они необходимы для наших целей, даны во втором выпуске, я приведу здесь некоторые сведения о составе и подразделении рассматриваемой области.

Местность, расположенная между бассейном Тургаев или Тургайским проливом на западе, р. Иртышом на северо-востоке, р. Чу, озерами Балхаш и Ала-куль на юге, носит название Казакской («Киргизской») складчатой страны. На большей части площади последняя имеет неправильно холмистую поверхность, по которой местами протягиваются невысокие горные кряжи (Улу-тау, Эремэн-тау и др.). По направлению на юго-восток страна повышается, рельеф делается более резким и, определенным, и на смену неправильному мелкосопочнику появляются горные гряды и хребты северо-западного простирания. К югу от р. Чаган, впадающей в Иртыш слева немного ниже Семипалатинска, и бассейна озера Зайсан располагаются хребты Чилинз-тау, Акча-тау и Тарбагатай, сменяющие друг друга с северо-запада на юго-восток, а к северу от упомянутых рек — хребет Калбинский.

Обширные низменные котловины, в которых располагается озеро Балхаш и Ала-куль, отделяют Казакскую складчатую страну от горных систем Джунгарского Ала-тау и Тянь-шаня. Отроги Джунгарского Ала-тау заходят в советские пределы из Китая на пространстве между оз. Ала-куль и р. Или. Тянь-шань в тесном смысле этого слова располагается южнее течения Или. В восточных частях эта горная система складывается из пучка тесно сближенных могучих горных хребтов, имеющих WSW простирание. По мере продвижения на запад хребты, разнообразно изгибаясь, принимают сначала широтное, а затем WNW направление, отдаляясь один от другого и расходясь при этом широким веером. У западного окончания горные цепи сильно понижаются, частью распадаются на отдель-

ные небольшие горные массивы и подразделяются одна от другой широкими пониженными равнинными пространствами. Так, вдоль р. Чу между Чу-Илийскими горами и Казахской складчатой страной с одной стороны и хребтом Кара-тау с другой располагается Голодная степь (Бед-Пак-Дала) и песчаная пустыня Муюн-кум, а между Кара-тау на NE и Нура-тау и отдельными пустынными горами, продолжающими последний хребет, — пустыня Кызыл-кум.

К северо-востоку от Казахской складчатой страны, отделяясь от последней долиной Иртыша, располагается очень сложно построенная горная страна, подразделяющаяся на несколько основных орографических элементов. Между озером Зайсан и р. Иртышом на юго-западе и системой Телецкого озера и р. Бией на северо-востоке располагается Алтайская горная группа, восточные, наиболее возвышенные части которой известны под именем Катунских и Чуйских альп. К востоку от Телецкого озера вдоль государственной границы протягивается хребет Западный Саян и Сайлюгем. Между р. Обью и Томью от области стыка между Алтаем и Западным Саяном отходит на NNW невысокий хребет Салаир, а к востоку от Томи параллельно ему протягивается хребет Кузнецкий Ала-тау, являющийся отрогом Западного Саяна. Пониженное пространство, отделяющее Салаир от Кузнецкого Ала-тау, занято Кузнецким каменноугольным бассейном и известно под именем Кузнецкой котловины. Вторая обширная котловина — Минусинская, или вернее группа котловин, располагается к востоку от Кузнецкого Ала-тау, будучи ограничена на западе этим последним хребтом, на юге — Западным Саяном и на востоке хребтом Восточный Саян, который входит в изучаемую нами область только своей западной окраиной.

II

Равнинная область Восточной Европы является типом тех геологических структур, которые известны под именем плит в немецкой (*Russische Platte oder Tafel* — Зюсс [24]) и платформ во французской литературе (*Plateforme russe* — Ор [18]); очень часто их называют также континентальными массивами.

Этим термином обозначают обширные участки земной коры, сложенные в своей основе огромными массами сильно метаморфизованных и дислоцированных докембрийских образований — кристаллических сланцев, гнейсов и разнообразных изверженных пород. Эти докембрийские породы могут в пределах плит или залегать непосредственно на поверхности, или находиться на различной, порою очень большой, глубине, будучи прикрыты нормальными неметаморфизованными и в общем недислоцированными или слабо дислоцированными осадочными породами самого разнообразного возраста, начиная с кембрийского и кончая четвертичным; кроме осадочных на плитах встречаются и изверженные палеозойские породы, играющие иногда большую роль. Для плит, таким образом, характерно чрезвычайно резкое различие между докембрийскими породами, образующими фундамент, и покрывающими их более молодыми образованиями: первые являются сильно дислоцированными и метаморфизованными, вторые — вовсе или почти не дислоцированы и не метаморфизованы.

Обычно области, в которых докембрийский фундамент на больших пространствах выходит на поверхность, называют кристаллическими плитами, оставляя название «плита» за участками, где докембрийские

образования скрыты под нормальными осадочными породами. В пределах нашей области выделяют на северо-западе Балтийский и на юго-западе Азовско-Подольский щиты, которые Вубнов [13] до известной степени даже противопоставляет остальной платформе; основанием для такого противопоставления является мысль, что щиты представляют «континентальные глыбы» (Kontinentblöcke), которые с конца докембрийской эры имеют тенденцию к поднятию, тогда как остальная часть Восточной Европы — Русская плита, представляющая, по терминологии Вубнова, шельф, совершает колебательные движения, то погружаясь неглубоко под уровень моря, то невысоко поднимаясь над ним. Эти взгляды не вполне оправдываются историей развития нашей страны, и мы, употребляя в дальнейшем давно установившийся термин «кристаллический щит», понимаем под этим просто ту часть плиты, в которой докембрийский фундамент обнажен от покрова осадочных пород.

В последнее время для обозначения единого целого, которое представляет Балтийский щит и Русская плита, предлагаются различные названия: Соболев [11] употребляет для этого термин Скалдо-Россия, а Штилле [23] предлагает называть рассматриваемый нами участок земной коры Фенно-Сарматией. Мы в дальнейшем в тех случаях, когда придется говорить о всей площади в целом, включая сюда Балтийский и Азовско-Подольский щиты, будем употреблять название Восточноевропейская плита. Что касается термина «Русская плита», то он, несмотря на его приоритет, должен быть отброшен, так как, с одной стороны, название «русская» при современных условиях трудно приложимо ко всей рассматриваемой нами площади, а с другой, и это главное, в понятие «Русская плита» в литературе никогда не включается Балтийский кристаллический щит.

Весьма большое сходство с Восточноевропейской плитой имеет Западносибирская низменность, в которой также легко можно выделить фундамент, состоящий из дислоцированных и метаморфизованных пород, и налегающий на него несогласно покров более молодых ненарушенных осадочных образований. Изучение истории развития этой страны показывает, однако, что фундамент ее состоит не из докембрийских пород, как это имеет место в Восточноевропейской плите, а из палеозойских. Полным аналогом Восточноевропейской плиты в Сибири является область, расположенная между Енисеем и Леной, вне пределов изучаемой нами площади (Среднесибирская плита).

В подробностях строение Восточноевропейской плиты будет рассмотрено нами во втором выпуске, но здесь необходимо кратко охарактеризовать основные элементы ее структуры, без знания которых трудно излагать стратиграфию и историю развития этой области.

Мы видели раньше, что докембрийский фундамент в пределах плит может залегать на различной глубине, то приближаясь к поверхности, то уходя на большую глубину под мощную толщу неизмененных и недислоцированных или очень слабо дислоцированных осадочных пород. Районы, в которых докембрийские породы подходят близко к поверхности, мы будем называть в дальнейшем выступами фундамента, различая среди них щиты или массивы докембрийских пород, непосредственно выходящих на поверхность, и выступы докембрия, которые отделяются от поверхности небольшими, относительно, толщами осадочных пород и потому для непосредственного наблюдения недоступны; выступы второго рода я буду называть подзем-

ными; А. П. Карпинским предложено для такого типа структур название «подземный горст».

Крупных подземных выступов докембрия в Восточной Европе, как уже говорилось выше, имеется два — Балтийский и Азовско-Подольский; необходимо иметь в виду, что размеры того и другого не ограничиваются видимой на поверхности площадью выходов докембрийских пород. Выступы отнюдь не являются обрубленными круто спадающими сбросами по окраинам видимой площади распространения докембрия, как это предполагалось раньше; наоборот, мы имеем все основания думать, что поверхность докембрийских массивов складывается довольно полого под покровом окружающих выходы осадочных пород, и что, таким образом, надземные выступы или щиты окаймляются более или менее широкими подземными склонами, как это изображено на прилагаемой схеме (рис. 1). На этих склонах докембрийские породы передко могут быть достигнуты с помощью достаточно глубокого бурения.

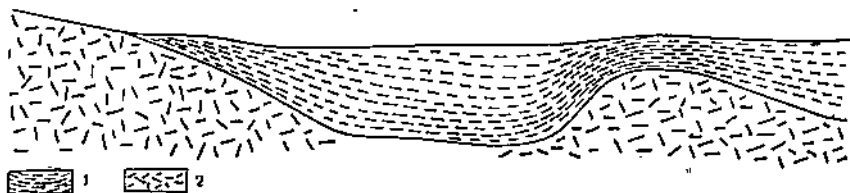


Рис. 1. Два выступа докембрийского фундамента (направо — подземный) с разделяющей их впадиной.

1 — палеозойские, мезозойские и кайнозойские породы, выполняющие впадины и перекрывающие подземные выступы фундамента 2 — выступы докембрийского фундамента.

Небольшие выступы докембрийских изверженных пород имеются, кроме того, на Дону близ Павловска и Богучара. Выходы эти намечают положение крупного подземного выступа докембрийского фундамента, получившего от Карпинского название Воронежского. Кроме того, существование подземных выступов предполагается на основе данных, которые нам предстоит рассмотреть позднее: 1) к северу от средних частей Главного Кавказского хребта, в области так называемого Ставропольского плато (Ставропольская подземная кристаллическая глыба), 2) перед средней частью Уральского хребта, под Уфимским плато (Уфимский подземный горст или глыба), 3) в Полесье на северном продолжении Азовско-Подольского щита (Полесский подземный вал или мост), 4) в районе Вольшеземельской тундры, 5) в районе Устюрта.

Области глубокого погружения докембрийских пород названы мною впадинами докембрийского фундамента. Часть их располагается между выступами последнего, часть же лежит по окраинам плиты, между массивами выступов и окружающими плиту горными сооружениями. К первого типа впадинам, которые можно назвать внутренними, принадлежит Днепровско-Донецкая или Северно-украинская, располагающаяся между Азовско-Подольским щитом на юге, Воронежским массивом на севере и Полесским подземным валом на западе. К типичным окраинным впадинам, которые иначе называют предгорными, принадлежит Причерноморская впадина, располагающаяся между Карпатскими и Крымскими горами и западной частью Главного Кавказского хребта, с одной стороны,

и Азовско-Подольским плитом и Донецким кражем — с другой. К образованным несколько особого рода принадлежит колоссальная Восточно-русская впадина, занимающая всю восточную часть плиты; та часть этой впадины, которая широким заливом вдаётся между восточным подземным склоном Балтийского щита и Воронежским массивом, носит название Подмосковного бассейна или котловины, а часть, примыкающая к Каспийскому морю и переходящая в дно последнего, выделяется под именем Прикаспийской впадины.

После этой предварительной краткой характеристики плит с древним докембрийским основанием мы должны в нескольких словах охарактеризовать отношения этих плит к окаймляющим их горным или складчатым сооружениям и отметить те основные различия, которые существуют между этими главнейшими структурными типами.

Горные сооружения со стороны их геологической структуры отличаются от древних докембрийских плит тем, что в них нельзя столь резко противопоставлять древний докембрийский фундамент более молодым осадочным образованиям. В строении горных сооружений участвуют, как и в строении плит, и нормальные осадочные породы и метаморфические, но между теми и другими нет такой резкой противоположности по возрасту и условиям залегания, какая имеется на плитах. Во-первых, как те, так и другие бывают сильно дислоцированы, а, во-вторых, нормальные осадочные породы, независимо от своего возраста, претерпевают нередко глубокий метаморфизм, переходя в кристаллические сланцы и даже гнейсы, которые в пределах плит встречаются только в докембрийских образованиях. В-третьих, те резкие угловые несогласия в напластованиях, которые на плитах наблюдаются на границе между докембрийским фундаментом и более молодыми породами, в пределах горных сооружений встречаются нередко и в толще пород посткембрийского возраста.

Существование отмеченных структурных отличий показывает, что докембрийские плиты и горные сооружения глубоко разнятся друг от друга и по истории их развития. Очевидно, что участки земной коры, которые соответствуют плитам, лишь в докембрийское время переживали под влиянием горообразовательных сил пликативные дислокации. В более поздние периоды эти участки превратились в жесткие глыбы (*erstarrte Massen* немецких геологов), которые были неспособны сминаться в складки под влиянием горообразующих давлений и реагировали на них лишь слабыми изгибами и расколами. То обстоятельство, что докембрийские породы всюду обнаруживают крайне энергичную дислокацию, приводит очень многих геологов к мысли, что в докембрийскую эру земная кора была способна сминаться в складки на всем ее протяжении, что несминаемых жестких массивов тогда не существовало.

Складчатость молодых горных пород в горных сооружениях показывает, что занимаемые последними участки земной коры в противоположность древним плитам сохранили пластичность и по окончании докембрийской эры в ряде случаев вплоть до очень позднего времени. Это давало возможность накопившимся здесь осадочным и изверженным породам время от времени при наличии горообразующих давлений испытывать пликативную дислокацию. Приуроченность посткембрийских горных сооружений к определенным полосам земной поверхности, которые окружают докембрийские плиты и подразделяют последние, привело, как известно, к созданию учения о жестких континентальных мас-

синах и разделяющих или опоясывающих их пластичных геосинклиналях, которые ведут свое начало по меньшей мере с конца докембрийского времени. В то время, как континентальные массивы испытывают лишь вертикальные и горизонтальные движения во всей их массе или раздробляются на отдельные глыбы, геосинклинальные участки коры способны не только к глубоким опусканиям и поднятиям, но и к горизонтальному сжатию, которое и приводит к образованию складчатых горных цепей. После эпохи горообразования геосинклинальные области или вновь испытывают погружения, сменяющиеся в дальнейшем опять горообразовательными процессами, или же утрачивают свойственную им пластичность, окаменевают и припаиваются к соседним континентальным массивам, постепенно увеличивая их площадь. Таким образом, происходит постепенное возрастание объема континентальных массивов за счет уменьшения, отмирания, геосинклиналей. Обратного процесса, именно, перерождения континентальных глыб в геосинклинали, по мнению большинства геологов, земная кора не знает.

Превосходные примеры перехода геосинклинальных областей в горные сооружения, спаивающиеся с более древними плитами в одно целое, которое противопоставляется геосинклинальным участкам, можно наблюдать, как это будет видно из дальнейшего, и в нашей области. Исключительный интерес представляет в этом отношении история образования Западносибирской низменности. Из последующего изложения будет видно, что на месте последней в течение палеозоя существовала геосинклинальная область, отделявшая Восточноевропейскую плиту от Среднесибирской. После верхнепалеозойской складчатости и интрузий область эта потеряла свойства геосинклинали и вместе с обоими древними плитами образовала единый огромный массив, который противопоставляется расположенным южнее и восточнее геосинклинальным областям. Внимательное изучение участка земной коры, располагающегося в настоящее время между древними плитами Восточной Европы и Средней Сибири, показывает, что он приобрел за время, протекшее с эпохи складчатости, структуру, поразительно напоминающую строение Восточноевропейской плиты. В самом деле, в теле Западносибирской низменности, как уже сказано было выше, можно различить складчатый фундамент, состоящий из дислоцированных палеозойских пород (частично и юр-мезозойских), и несогласно покрывающие этот фундамент толщи недислоцированных верхнемезозойских и кайнозойских отложений. На Урале и в Казанской складчатой стране складчатый фундамент низменности выходит на поверхность, и мы имеем здесь дело с образованиями, играющими в отношении Западносибирской низменности ту же, приблизительно, роль, которую в отношении впадины Восточноевропейской плиты имеют Балтийский и Азовско-Подольский штыи¹.

При таких условиях, очевидно, приведенное выше понятие о плите должно быть расширено в том отношении, что под этим именем следует понимать всякий обширный равнинный участок земной коры, имеющий складчатый фундамент, перекрытый недислоцированными более молодыми породами. Мы должны говорить о докембрийских плитах, если фундамент их состоит из докембрийских пород, дислоцированных в докембрийское время, о палеозойских плитах, когда дислокации фундамента относятся к палеозою, и т. д.

¹ В дальнейшем мы увидим, что некоторые участки юга Русской плиты также имеют складчатый фундамент более молодого возраста, нежели докембрийский.

Если превращение геосинклинальных участков земной коры в плиты является фактом общеизвестным, то обратного перехода раз сложившихся, особенно древних докембрийских плитных массивов в геосинклинали, по мнению большинства геологов, не наблюдается. Если это правильно, то, очевидно, рано или поздно геосинклинали должны исчезнуть, и вся доступная нашему изучению часть земной коры должна превратиться в жесткую несминаемую глыбу. Часть геологов думает, что мы в настоящий момент, после альпийского горообразования, уже вступили в эту новую безгеосинклинальную эру истории земли. С наибольшей отчетливостью мысль эта выражена в статье Борисяка «Теория геосинклиналей» [4]: «Та стадия развития земли, — говорит Борисяк, — которая характеризовалась проявлением геосинклиналей, миновала совершенно так же, как раньше ее, в докембрийское (т. е. доисторическое) время, была стадия, когда не было плитов и пластических областей, и вся толща континентального слоя собиралась в складки. Потом дифференцировались плиты, и складчатость сосредоточивалась лишь в промежуточных пластических областях, притом всегда в одних и тех же поясах; раз ставшая прочной, платформа не проявляла больше пластических прогибов».

«Складчатые зоны выполняют геосинклинали; они лишают их пластичности, сливают их с соседними платформами. Одни геосинклинали заполнились уже в начале палеозойского времени (граппанская) так называемой каледонской складчатостью; другие заполнялись в конце его (аппалахская, уральская, североазиатская) герцинской складчатостью; далее всех оставалась открытой средиземноморская геосинклиналь, которую окончательно выполнила альпийская складчатость в кайнозойскую эру. Как превосходно показал своим анализом австрийский геолог Кобер [19], после альпийской складчатости в области средиземноморской геосинклинали не осталось более пластической зоны, а вместе с тем на земле не осталось геосинклиналей».

Мысль об отсутствии геосинклиналей в настоящее время далеко не является общепринятой, и тем менее, конечно, мысль о том, что они не могут, как это полагает Борисяк, возникнуть и в будущем. Не говоря уже об Оге и Кобере, за существование теперь геосинклинальных прогибов высказываются многие выдающиеся геологи, как Грабау [16], Шухерт [20], Шилле [22] и др. Особенно приходится отметить, что к числу современных геосинклинальных образований некоторые геологи, в том числе В. А. Обручев [10] и Личков [1450], относят Черное море, южную часть Каспийского и Балтийское море, которые входят в изучаемый нами район.

Еще дальше идут Архангельский и Шатский [1448], по мнению которых вся система молодых горных сооружений юга СССР с вкрапленными среди них морскими и озерными бассейнами и котловинами опускания представляет геосинклинальную область в стадии ее общего подъема. По Наливкину [1451] современными геосинклиналями являются все области усиленного накопления осадков и, в первую очередь, шельфы континентов.

Большинство геологов, повидному, считает современные геосинклинали лишь остатками более древних образований этого рода. За последние годы ряд тектонистов решительно отбрасывает изложенную выше точку зрения относительно глубокой древности геосинклинальных прогибов и считает, что в истории земли эти прогибы неоднократно целиком исче-

зали, превращаясь в горные сооружения, и затем возникали вновь и т.д. на старом или даже на совершенно новом месте. В русской литературе Архангельский [1] проследил образование и замыкание Донецкой геосинклинали. Арган [12] и в особенности Штауб [21] (изложение см. [9]) принимают, что после каждого горообразования континентальные массивы, сближением которых объясняется сжатие расположенных между ними геосинклинальных прогибов, раздвигаются. При этом земная кора в определенных полосах растягивается, разрывается, и эти полосы, опускаясь, превращаются в новые геосинклинали.

Из сказанного сейчас вытекает, что в дальнейшем, при проработке колоссального фактического материала, накопленного в русской литературе и чрезвычайно мало или почти вовсе не использованного для построения общих тектонических схем, мы должны будем сосредоточить внимание на следующих вопросах:

1. Имеются ли у нас доказательства того, что в докембрийское время, поскольку оно доступно нашему изучению, разделения земной коры на жесткие плиты и пластичные геосинклинали не существовало?

2. Имеются ли достаточно веские данные утверждать, что образовавшиеся к концу докембрийской эры жесткие плиты в последующее время хотя бы частично не замещались геосинклиналями? Достаточно ли обосновано общераспространенное мнение о вечности этих основных структурных элементов земной коры?

3. Существуют ли доказательства возникновения новых геосинклиналей на месте докембрийских кристаллических массивов?

4. Существуют ли в пределах изучаемой нами области в настоящее время участки, которые имеют отчетливо выраженные признаки геосинклинальных областей?

Всего несколько лет назад заявление о том, что геосинклинальная фаза развития земной коры миновала, равнялось бы признанию того, что в будущем исключена возможность горообразования, так как мы привыкли связывать последнее исключительно с геосинклиналями. Недавно, однако, работами Аргана [12] (изложение см. [5]) выдвинута мысль, что горообразование возможно и в пределах жестких глыб путем образования в фундаменте последних пологих и очень широких складок, которые вследствие отсутствия в породах достаточной пластичности быстро скалываются и переходят в надвиги огромных размеров, которые нагромождаются друг на друга. Эти дислокации фундамента, обозначаемые Арганом термином «глубинные складки» (*plis de fond*), передаваясь лежащим выше пластичным породам, вызывают образование в них покровных складок (*plis de couverture*).

Принципиально, для русских геологов [1, 2, 3, 7, 8], издавна признававших возможность образования складок в теле Русской плиты, во взглядах Аргана нет ничего нового. Однако, швейцарский геолог идет в своих воззрениях настолько далеко, что даже образование Главного Кавказского хребта считает возможным связывать со складками фундамента, а не с горообразовательными процессами в геосинклиналях.

Разрешение всех поставленных вопросов возможно, конечно, лишь в том случае, если мы будем совершенно определенно и ясно представлять себе, что такое геосинклинальные области и чем эти области отличаются от плит, которым мы в предыдущем дали достаточно ясное определение. Еще раз подчеркиваю, что плита в моем понимании не представляет собой чего-либо вечного, возникшего раз в докембрийское время: плиты

возникали в истории земли неоднократно путем изменения структур геосинклинальных участков земной коры. Неясным представляется для большего числа геологов лишь вопрос о том, могут ли превратиться в геосинклинальные области раз уже сложившиеся плиты и имеются ли в настоящее время геосинклинали.

Приходится признать, что полного согласия в определении понятия геосинклинали среди современных геологов не имеется. Краткое изложение существующих в этом отношении мнений и важнейшую литературу можно найти в статье Милановского [1 453]; кроме того, вопрос о геосинклиналях в русской литературе разбирался Борисяком [4; 1 449], Мазаровичем [1 452], Личковым [1 451], Страховым [1 455], Наливкиным [1 454].

Можно наметить два основных направления мысли. Одни авторы видят главнейшее свойство геосинклинальных областей в том, что земная кора здесь испытывает длительное опускание с образованием глубокого геосинклинального прогиба, в котором накапливаются мощные толщи осадков; в таких областях впоследствии происходит складчатость и возникают горные хребты. Такое определение следует признать слишком формальным, упрощенным и не учитывающим целого ряда важнейших явлений, свойственных геосинклинальным областям. Крайней степенью упрощения является взгляд Наливкина, по которому «геосинклиналь — это область накопления осадков, впоследствии превращающаяся в складчатые горы». «Области накопления осадков в морях носят название геосинклиналей; аналогичные области континентов нередко называются континентальными геосинклиналями».

Другая точка зрения при определении понятия «геосинклиналь» учитывает не только погружение и накопление осадков, но и ряд других явлений. Наиболее полно выражена она Бубновым [13; 1 457], и для характеристики ее я считаю полезным привести цитату из чрезвычайно интересной книги последнего «Grundprobleme der Geologie» (стр. 178). «В настоящее время геологи сходятся на том, что горы альпийского типа возникают в особых участках земной коры, которые называют геосинклиналями. Общепризнанного определения геосинклинали до сих пор, однако, не дано. Первоначальное определение геосинклинали как области постоянного и интенсивного опускания удовлетворяет на в коем случае не может. Огромная мощность осадков не всегда имеется в горах альпийского типа, и, кроме того, она, как мы видели, встречается в области подвижных шельфов, из которых альпийские горные сооружения не возникают. Постоянство опускания также не является безусловно необходимым признаком, так как, именно в Альпах мы знаем значительные перерывы в отложении осадков, так же как и относительные поднятия. Более важно указать на то, что в областях складчатости часто встречаются осадки, которые указывают на образование на большой глубине; эти породы, однако, иногда не бывают особенно мощными и иногда находятся в таких соотношениях с другими осадками, которые, повидимому, противоречат ранее сформулированному закону о соотношении фаций. Такие случаи мы знаем в силуре Норвегии, в карбоне и перми Урала, в юре и мелу Альп. Отсюда можно вывести заключение, что опускание здесь иногда бывает столь быстрым, что отложение осадков не могло его немедленно компенсировать, почему берег и глубокое море приходили иногда почти в непосредственное соприкосновение. Из этого можно вывести одно особое свойство геосинклинали — их подвижность».

или лабильность. Это обстоятельство делается важным, если принять во внимание, что наряду со своеобразным характером осадков геосинклинали характеризуются подводными вулканическими излияниями. Здесь развит замечательный тип основных изверженных пород, характеризующийся железными и магнезиальными силикатами и бедностью кремнекислотой, так называемые зеленокаменные породы... Очень часто они бывают связаны с кремнистыми, богатыми остатками радиолярий породами, которые, во всяком случае, отложились не в мелководье. Часто встречаются наряду с ними интрузивные породы того же химического состава, т. е. бедные кремнекислотой... Мы можем, таким образом, сказать: большая подвижность, т. е. относительно быстрое опускание, соединенное с энергичным вулканизмом и излияниями характерного семейства основных зеленокаменных пород, — вот что безусловно характеризует историю геосинклинали до появления складчатости».

«Геосинклинальная область неоднородна и включает многочисленные меллы между глубоководными участками. Мы имеем многочисленные доказательства того, что эти непрерывно образующиеся отдели являются в то же время эмбрионами позднейших складок».

Описанный выше процесс погружения сменяется в геосинклиналях через более или менее длительные промежутки времени интенсивной складчатостью, формы которой весьма своеобразны и в крайних случаях проявления приводят к образованию мощных покровов шарьяжей, надвигающихся на соседние плиты. С началом складчатости коренным образом меняется в геосинклиналях также и характер вулканической деятельности: излияния сменяются интрузиями, которые начинают основными и заканчиваются кислыми членами ряда.

Из сказанного видно, что согласно изложенным представлениям геосинклинальные области земной коры отличаются от плит и интенсивностью движений и мощностью, а также отчасти характером развитых здесь осадочных пород и, наконец, характером вулканизма.

За самое последнее время появилась работа Тетяева [1 456], рассматривающая вопрос о геосинклиналях с совсем особой точки зрения, мимо которой в дальнейшем мы также не имеем возможности пройти.

«Наблюдая и оковтуривая проявление складчатости данного исторического момента, — говорит Тетяев, — мы замечаем, что эта частная форма геотектогенеза ограничена в своем распространении. Иначе говоря, складчатость, захватывающая наиболее молодые отложения для данной эпохи, сосредоточивается только в определенных, линейно расположенных участках земли, между которыми отложения того же возраста сохраняют свое спокойное залегание. Эти различные участки мы выделяем в понятие складчатой зоны и платформы как конкретное выражение определенного исторического взаимоотношения двух частных форм общего геотектогенеза...»

«Здесь не лишним будет подчеркнуть глубокое принципиальное различие между складчатой зоной и ее платформой, как целостно-геологической структурой, соответствующей определенной ступени развития земли, и геосинклиналью с континентальными массивами. Складчатая зона со своими платформами возникает только в определенный исторический момент, именно в момент проявления складкообразования как частной формы геотектогенеза. Только складкообразование вызывает в этот момент противоположности двух соседних участков и определяет не только себя, но и свою платформу. До этого момента и после него

оба участка объединяются в других частных формах геотектогенеза...

«Иначе дело обстоит с понятием геосинклинали, которая, по мнению авторов этого понятия, существует не только в момент складчатости, но и в течение всего предыдущего момента между двумя складчатостями, иногда протягиваясь на несколько эпох складкообразования. Соответственно этому и континентальный массив сохраняет свое постоянство в течение ряда геологических периодов, независимо от изменяющихся форм геотектогенеза. Различаясь только как области смыкания и накопления, эти понятия не имеют ничего общего с формами геотектогенеза и, следовательно, не отражают хода развития структурных связей и замещения законов этого развития».

Второе, кроме складчатости, отличие складчатой зоны от платформы заключается, по Тетяеву, в большей мощности развитых здесь осадков. «При отсутствии качественного различия в составе осадочных пород складчатой зоны и ее платформы, образовавшихся между двумя складчатостями, складчатая зона обладает большей их мощностью и разнообразием, чем платформа, причем это количественное различие нарастает постепенно при переходе из одной области в другую».

«Указанная большая мощность и большее разнообразие осадков, заключает Тетяев, обуславливаются более сильной амплитудой и большей частотой (этих) колебательных движений. Сосредоточиваясь в месте будущей складчатой зоны, это нарастающее количество и величины колебательных движений как бы подготавливает переход этой формы геотектогенеза в другую его форму — складчатость».

Таким образом, Тетяев, несмотря на все то значение, которое придается геосинклинальной теории геологической мыслью всего мира, отрицает необходимость выделения в земной коре геосинклинальных участков и противопоставления их платформ. Это обстоятельство заставляет нас с особой тщательностью изучить в дальнейшем фактический материал, стремясь найти в нем доказательства правильности той или другой точки зрения. Следует здесь же отметить, что Тетяев, говоря о геосинклиналях, выдвигает на первый план то, явно устаревшее и частью совершенно неверное, толкование понятия, о котором мы говорили выше, и явно затупляет динамическую сторону дела, которая, конечно, является первостепенной.

Познание процессов образования таких основных структурных элементов земной коры, как плиты, геосинклинали и горные сооружения, изучение хода событий при превращении одних структур в другие, должно привести нас к познанию основных закономерностей в процессе развития земной коры, поскольку, конечно, они выявляются на изучаемом нами участке. Пытаясь прийти к пониманию всех этих явлений, мы должны, как мне кажется, направить наше внимание на следующие стороны дела.

1. Должны быть выяснены соотношения между движениями земной коры в участках, считаемых в настоящее время платформ, и движениями в участках геосинклинальных как в эпохи складчатости, так и в эпохи, подразделяющие отдельные пароклизмы складчатости. Особенный интерес представляет выяснение вопроса, одновременно или разновременно происходят поднятия и опускания в тех и других, и в соответствии с этим одновременно или разновременно развиваются там и здесь трансгрессии и регрессии. Единодушие в этом отношении среди геологов, как известно, не имеется, и в то время как От [17; 18] утверждает, что трансгрессии

на плитах отвечают регрессиям в геосинклиналях, Архангельский [1], Штилле [23] и Бубнов [13] доказывают, что поднятия и опускания и там и здесь происходят одновременно; одновременность и однозначность движений в геосинклиналях и на плитах составляет одно из основных положений гипотезы Дюлои [6].

2. Весьма большое внимание должно быть уделено сравнительному изучению осадков, отлагавшихся в области плит и геосинклиналей. Должны быть выяснены не только различия в мощности последних в тех и других областях, но и качественные различия их, а также сделана попытка разъяснить причины, обуславливающие возрастание мощностей в геосинклиналях. Основной задачей этого сравнительно-литологического исследования должно быть выяснение связи процесса отложения осадков с движениями земной коры. В частности, имея в виду периодичность этих движений, следует стремиться к выяснению того, как эта периодичность отражается на составе пород. Должен быть, наконец, поставлен вопрос о связи отложения осадочных пород с вулканическими явлениями.

3. Третье направление исследования интересующего нас вопроса должно заключаться в сравнительном изучении проявлений вулканизма в геосинклинальных и плитных областях и опять, конечно, в выяснении связи этих проявлений с движениями коры. Связь эта настолько вошла в сознание геологов, что особо на доказательстве ее останавливаться не нужно. Если она существует, и если движения коры имеют определенно выраженный периодический характер, то теоретически совершенно очевидно, что соответствующая периодичность должна существовать и в магматических явлениях, причем различным фазам тектонического процесса — погружению и последующим — складчатости и поднятиям — могут отвечать и различные вулканические явления. Установление этих соотношений должно представлять исключительный интерес для геолога, так как этим связывались бы в единое целое такие основные геологические явления, как горообразовательные движения в геосинклиналях, вертикальные движения плит, трансгрессии и регрессии моря, образование осадочных и изверженных пород. К сожалению, в этом отношении в геологии сделано еще очень мало, хотя на отдельных примерах Бубновым [14; 15, т. II] уже показаны основные наблюдающиеся здесь закономерности. Мы должны будем также проработать его на нашем материале.

4. С образованием осадочных и изверженных горных пород неразрывно связано и образование полезных ископаемых, которых мы также должны будем иметь в виду в дальнейшем. Задачей нашей при этом, конечно, не может быть ни описание месторождений этих ископаемых, ни их перечисление, ни оценка их экономического значения; это частью уже сделано в ряде сводных работ, недавно выпущенных различными учреждениями, частью предстоит еще сделать в специальных сочинениях. Мы должны, касаясь полезных ископаемых, выяснить связь их с определенными геологическими структурами, с определенными породами, с определенными явлениями, т. е., другими словами, попытаться и их ввести в тот единый геологический процесс, разные стороны которого образуют ранее затронутые нами явления. Задача эта представляет для нас, для нашего строительства, чрезвычайно большой интерес, так как удачное решение ее давало бы прочную теоретическую научную базу для дальнейших поисков полезных ископаемых. С большим сожалением приходится отметить, что материала для этого имеется еще очень мало, так

как до сих пор у нас чрезвычайно мало обращали внимания на выяснение связи полезных ископаемых с геологической структурой и геологической историей страны. Несмотря на это, ряд примеров такой связи в дальнейшем мы будем в состоянии дать.

5. Стремясь рассматривать все перечисленные явления, как различные стороны одного геологического процесса, мы должны далее пытаться проследить развитие этого процесса за все доступное для изучения время. В новейшей геологии прочно установилось представление о повторяемости, периодичности или, как принято выражаться, о цикличности геологического процесса, а также о смене эволюционных периодов революционными. Все эти понятия должны находиться в центре нашего внимания.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГРУППА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Восточноевропейской плиты обширные выходы пород докембрийского возраста имеются, как мы знаем из предыдущего, только в области Балтийского и Азовско-Подольского кристаллических щитов. В районе Воронежской-подземной глыбы докембрий выступает на поверхность лишь отдельными мелкими островами на Дону между Богучаром и Павловском; кроме того, буровыми скважинами докембрийские образования достигнуты были здесь к югу от Павловска (район Кантемировка), а также значительно дальше к северо-западу в Старооскольском, Тимском и Шигровском районах.

В пределах палеозойских горных сооружений к докембрийским образованиям принадлежат, повидимому, филлиты и кристаллические сланцы полуострова Канна и Тимана; далее, докембрий, судя по всему, широко распространен на Урале, в Казахской горной стране и Тянь-шане, но здесь отчленение его от более молодых пород не произведено с достаточной точностью; в Алтайско-Саянской горной стране наличие докембрийских образований еще не доказано, хотя ряд геологов и относит главную массу пород, слагающих Салаир, Кузнецкий Ала-тау и Саяны, к докембрию. В горных сооружениях мезозойского и кайнозойского возраста, вероятно, присутствие докембрия в Памиро-Алайской горной системе и можно считать доказанным докембрийский возраст древнейших пород Главного Кавказского хребта; в Колетдагской и Денецко-Мангышлакской системах докембрийские образования на поверхность не выходят.

Восточноевропейская плита

Балтийский щит

Финляндия и Карелия. С наибольшей полнотой изучены докембрийские образования в пределах Балтийского щита, в Финляндии. Финляндские геологи, несмотря на всю трудность изучения сильно метаморфизованных пород, проделали замечательную по углубленности и точности метода работу, которая навсегда останется образцом для такого рода исследований. Строение докембрийских пород советской части щита известно еще очень плохо, хотя существующий материал показывает, что выработанные финляндскими геологами стратиграфические и тектонические схемы являются применимыми и для этой области. Мы ограничимся здесь кратким изложением общей схемы балтийского докембрия, как она изложена в работах Седергольма [259, 260] и Вольфа [1734] с немногими дополнениями, которые дает для нас советский материал. Необходимо отметить, что в настоящий момент стратиграфия Финляндии находится в стадии переработки.

Более подробный общий геологический очерк Балтийского щита можно найти в работах Носибьют [144] и Бубнова [15], где имеются и сводки литературы; сводок по докембрийским образованиям советской территории не существует: мы приводим в нашем списке частью основные, частью же более новые работы [165, 166, 181, 182, 183, 184, 187, 195, 198, 205, 208, 216, 218, 221, 235, 236, 238, 239, 240, 247, 254, 255, 256, 258, 1 462, 1 463, 1 467, 1 468, 1 469, 1 477, 1 478, 1 497, 1 505].

Задача расчленения на стратиграфические комплексы колоссальной толщи чрезвычайно сильно дислоцированных и метаморфизованных, лишенных органических остатков осадочных и изверженных пород, которые составляют Балтийский щит, представляет огромные трудности и обычными палеонтолого-стратиграфическими методами разрешена быть не может. При попытках установить такое расчленение в первую очередь приходится пользоваться наличием угловых несогласий между различными членами докембрия, которые в ряде случаев проявляются весьма отчетливо. Далее, важнейшую роль при определении относительного возраста пород играет изучение тех соотношений, которые имеют место между различными изверженными породами и отношений последних к породам осадочным.

Учитывая все эти соотношения, в настоящее время толщу докембрийских пород Финляндии принято подразделять на три главных отдела — архей, древний и новый протерозой, границы которых определяются угловыми несогласиями и связанными с последними интрузиями гранитов. Внутри этих крупнейших подразделений устанавливаются, исходя из тех же признаков, другие, более мелкие стратиграфические единицы. В схеме принимаемая в настоящий момент классификация сводится к следующему:

III. Верхний докембрий. Новый протерозой.

е) Иотнийская формация (верхний иотний). Предиотнийское несогласие.

д) Хогландская формация (нижний иотний).

Интрузия гранита 4, рапакиви.

3. Складчатость Лаппокарелид. Интрузия гранитов 3 (послекалевийские граниты).

II. Средний докембрий. Древний протерозой.

с) Карельская группа

ятулийская	} формаций
калевийская	
ладонская	

Предкарельское несогласие.

2. Главная складчатость свекофиннид. Интрузия гранита 2 (послеботнийские граниты).

I. Нижний докембрий, архей.

б) Ботнийская формация.

Предботнийское несогласие.

1. Фаза складчатости свекофиннид. Интрузия гранитов 1 (пратархейские граниты).

а) свонийская (лептитовая) формация.

Геологические карты, приложенные к работам Седергольма (рис. 2), показывают, что Балтийский кристаллический щит в его северо-восточных, входящих в пределы СССР, и в юго-западных, шведских, частях, состоит, главным образом, из древнейших, архейских пород, в средней же части щита преобладают более молодые метаморфические и изверженные образования.

Переходим после этих предварительных замечаний к краткому обзору упомянутых сейчас формаций.

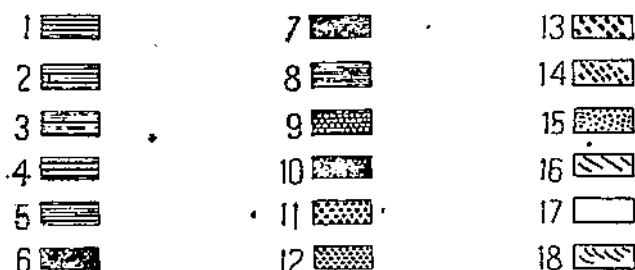
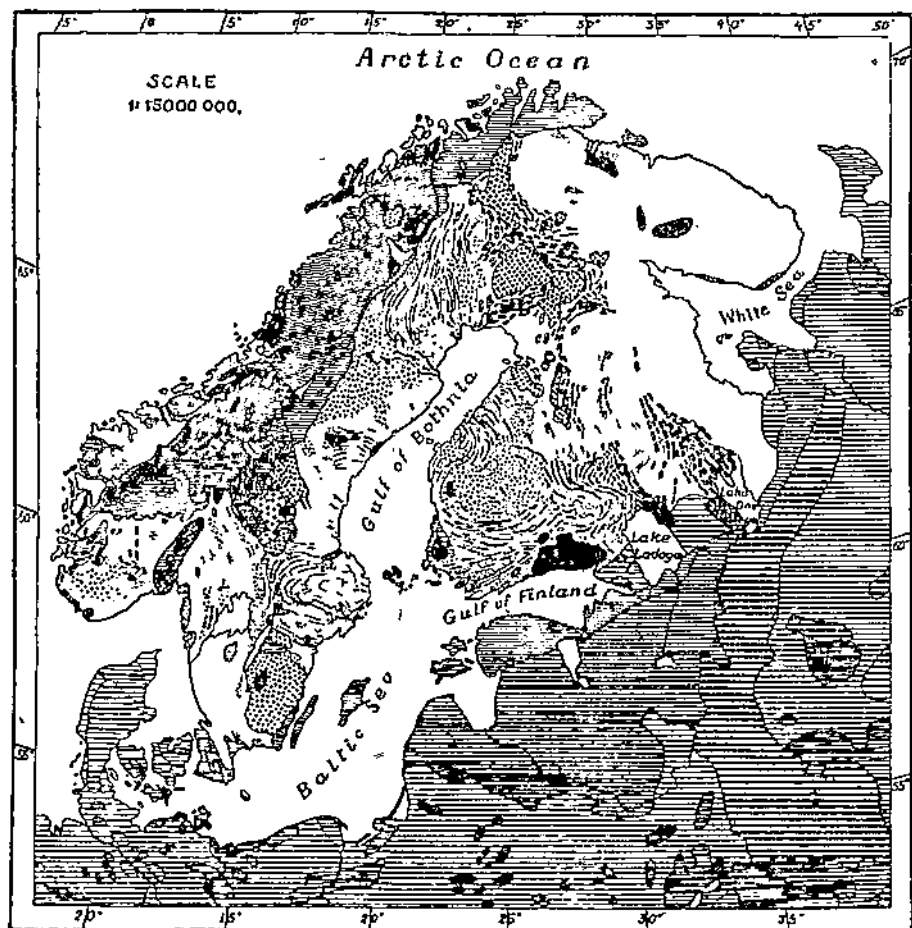


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Фенно-Скандии и прилежащих местностей (по Седергольму 259)).

1—четвертичные породы, 2—третичные, 3—мезозойские, 4—пермские и наменноугольные, 5—девонские, 6—палеозойские изверженные породы, 7—палеозойские метаморфические породы, 8—кембрийские, 9—палеозойские пор. вы., 10—граниты раппля, 11—кварцевые порфиры, 12—послекембрийские граниты, 13—ятулийские породы, 14—калевские породы, 15—послекембрийские граниты, 16—ботанические и лалонские породы, 17—натархейские гранито-гнейсы, 18—диабазовая формация.

Свионийская (лептиновая) формация и катархейские гранито-гнейсы. Древнейшими породами щита, развитыми преимущественно в Швеции и в юго-западной Финляндии, являются так называемые лептиты (*лептиновая формация*, Swiönia). Это тонкозернистые, сланцеватые, богатые полевыми шпатами породы весьма разнообразного происхождения. Главная масса лептитов в Швеции представляет сильно измененные вулканические породы кислой магмы, а также их туфы; встречаются переходы в сравнительно слабо метаморфизованные метарнзиты; в Финляндии преобладают измененные вулканические породы и туфы более основного характера — роговообманковые сланцы и метаандезиты. Наряду с этими изверженными породами в лептитовой формации часто встречаются кристаллические известняки и мраморы, кварцитовые сланцы, а также слюдяные сланцы, которые первоначально представляли, без сомнения, осадочные образования — известняки, песчаники и глин.

Все эти породы сильнеешим образом метаморфизованы гранитными интрузиями, в особенности древнейшими «катархейскими» и следующими за ними по возрасту «последотийскими». В одних случаях действием этих интрузий лептиты оказываются переплавленными и превращенными в гранит, в других граниты тонкими прожилками настолько пронизывают породу, что образуются так называемые «мигматиты», которые используются в пределах Балтийского щита очень большим распространением и представляют породу, состоящую из чередования лепт гнейса и гранита. Упомянутые сейчас катархейские граниты обыкновенно имеют темную серую окраску, в преобладающих в них являются не камневые, а натровые полевые шпаты; существуют постепенные переходы их в диориты и габбро. Характерным отличием их является также более или менее резко выраженная гнейсовидная структура.

Такие же гнейсо-граниты и гранито-гнейсы являются преобладающими породами на огромных пространствах в восточных частях щита, в восточной Финляндии, советской Карелии. Эта огромность площади распространения и постоянство характера резко отличают катархейские гранито-гнейсы от более молодых гранитов щита, которые занимают гораздо более ограниченные и частью очень резко очерченные площади.

Ботнийская формация. В юго-западной Финляндии, кроме древнейших осадочных пород лептитовой формации кое-где сохранились и более молодые архейские породы, получившие название ботнийской формации. В пунктах, где ботнийские породы особенно хорошо развиты и изучены, у оз. Näsijärvi близ Таммерфорса, они образуют длинную, до 100 км, полосу чрезвычайно круто стоящих слоев, зажатую среди последотийских гранитов и мигматитов. Небольшие участки ботнийских сланцев встречаются также к северу от этой полосы, утопленные в центральном гранитном массиве Финляндии.

Наиболее характерными для ботнийской группы породами являются тонкозернистые слюдяные сланцы и фйллиты, иногда с отчетливой диагональной слоистостью.

Мощные толщи фйллитов иногда обладают удивительно правильной слоистостью, так что каждый тонкий пластик их начинается песчаным и кончается глинистым веществом. Явление это принимается за годичную слоистость. Среди фйллитов попадаются скопления углистого вещества, которые Седергольм считает за сильно метаморфизованные органические остатки (*Coryium enigmaticum* Sederh.). Среди фйллитовых толщ встречаются и изверженные породы типа метарнзитов, метаандезитов

и метабазальтов. Общая мощность пород ботнической группы достигает нескольких тысяч метров. В верхних горизонтах их замечаются большие литологические изменения; здесь появляются метаморфизованные вулканические туфы и конгломераты до 700 м мощностью, заключающие в себе гальки нижележащих ботнических же пород. Конгломераты эти, по всей вероятности, являются следами каких-то горообразовательных движений.

Близорасположенного залегания ботнических пород на лептитовые где видеть не удается, и к определению их возрастных соотношений приходится подходить довольно сложным путем, учитывая отношения той и другой формации к изверженным породам. Мы видели выше, что лептиты интродуцированы катархейскими гранитами и, таким образом, представляют сравнительно с последним более древнее образование. С другой стороны, в области архипелага юго-западной Финляндии гнейсо-граниты пересекаются дайками метабазальтов, идущими часто под прямым углом к плоскостям их сланцеватости. В свою очередь эти метабазиты считаются ботническими по чрезвычайно близкому сходству их с соответствующими породами, встречающимися среди ботнических филлитов. Эти соотношения, а также то обстоятельство, что гальки гранитов и граводиоритов встречаются в ботнических конгломератах, заставляют считать ботническую формацию значительно более молодой, нежели лептитовую.

Исследования Седергольма показывают, что не только конгломераты и брекчии возникли за счет разрушения катархейских гранитов и диоритов, но что и самые ботнические сланцы представляют частично метааркозы, образовавшиеся за счет переотложения продуктов выветривания послегнейсовицких интрузивных пород. Все это доказывает, что свонийская и ботническая формации отделены одна от другой эпохой мощных интрузий, за которой следовала эпоха глубокого размыва возникших одновременно с этими интрузиями горных цепей и длительного континентального выветривания обнажившихся интрузивных тел.

Раньше мы упоминали, что ботнические породы прорваны и частично ассимилированы красными микроклиновыми гранитами, которые получили название послеботнических. Граниты эти очень широко распространены в южной Финляндии и образуют огромный «Центральный массив» в средних ее частях. По периферии массив этот окаймлен гнейсовидными разностями, возникшими частично вследствие ассимиляции катархейских гранито-гнейсов и ботнических сланцев, и широкой зоной мигматитов, происхождение которых связано с интродуцированным гранитами всех более древних сланцевых пород.

Ладожская формация. В районе, примыкающем с севера к Ладожскому озеру, развита еще одна мощная толща метаморфизованных осадочных пород, стратиграфические отношения которых не вполне еще ясны. Свита эта получила название ладожской формации. Преобладающими породами здесь являются темные слюдяные сланцы, которые последующими гранитными интрузиями нередко превращены в мигматиты. Часто встречаются толщи филлитов и амфиболитов, а в верхних горизонтах большую роль играют темные стекловатые кварциты, образующие всегда мощные пласты. В нижних горизонтах имеются не мощные прослоки доломитизированных известняков. Наконец в верхних горизонтах сланцев, там, где особенно сильно развиты кварциты, встречаются оливиновые породы, тальковые сланцы и серпентины, которые являются сильно

изменчивыми изверженными основными породами, образовавшими пластовые интрузии.

Возраст ладожских сланцев определяется различными геологами неодинаково. Часть их принимает, что эта группа сланцев моложе катархейских гранито-гнейсов, развитых восточнее, и в то же время на западе прорывается и превращается в мигматиты гранитам, которые считаются постботнийскими. Так как эти же соотношения характеризуют и породы ботнийской формации, то ладожские породы по возрасту считаются близкими к ботнийским. Другая часть геологов приписывает ладожским породам значительно более молодой возраст, помещая их приблизительно в одну группу с калевийскими образованиями и рассматривая, как породы, наиболее измененные послекалевийскими интрузиями.

Калевийская и ятулийская формации. В советской Карелии и в пограничных частях Финляндии, кроме ладожских пород, широко развиты метаморфизованные осадочные образования, получившие названия калевийской и ятулийской формаций. Породы эти располагаются двумя полосами NNW простирания. Одна из них начинается на северном берегу Ладожского озера и протягивается отсюда на NNW с небольшими прерывами через весь Балтийский шит; другая, более короткая, тянется на NW от Онежского озера. Возрастные отношения этих пород к катархейским гранито-гнейсам определяются в рассматриваемой области тем, что они покрывают последние и напластуются конгломератам, которые включают в себе гальки этих гранитов. Кроме указанных местностей породы калево-ятулийской группы имеют, повидному, значительное распространение на советской территории в системе р. Выга и на водоразделе его с бассейном Кемь; здесь намечается третья полоса их того же NW простирания.

Под именем ятулийской формации разумеют очень мощную, быть может до 20 000 м. толщю сравнительно слабо метаморфизованных осадочных пород; среди них преобладают кварциты, в которых нередко еще отчетливо сохранилась кластическая текстура песчанников, и имеются превосходно выраженные волноприбойные знаки, а также тонкозернистые слюдяные сланцы и филлиты. Встречаются, особенно в средних горизонтах формации, мощные толщи доломитов и конгломераты. Эти осадочные породы содержат мощные покровы метабазитов (метадиабазов и метабаазальтов), которые покрывают местами большие площади и вне связи с другими породами. Кроме слабой метаморфизации характерным отличием пород ятулийской группы от ранее описанных является более частое нахождение остатков организмов. В доломитах встречается своеобразная структура, которая приписывается существованию табулятоподобных организмов, названных Метцером *Carelogoon jatulicum*. На р. Шунга, в советской Карелии среди сланцев встречаются прослои своеобразного угля — шунгита и в ряде мест Прионежья — углистые сланцы. В районе Тулумозера следует отметить присутствие среди доломитов и кварцитов пластовых железных руд, образование которых также может быть связано с организмами.

В тех же районах, где развиты описанные ятулийские образования, широким распространением пользуются также породы так называемой калевийской формации, отличающиеся от ятулийских гораздо более высокой степеню метаморфизации. Преобладают среди них филлиты и слюдяные сланцы; прослои доломитов, встречающиеся здесь, переходят в кристаллические разности, а кварциты в значительной мере превращены

в кварцевые сланцы. Как и среди ятулийских пород, в образованиях калевийской формации встречаются залежи серпентинов, метабазальтов, метаднабазов, метагаббро. В северной Финляндии калевийские породы прорваны интрузиями молодых гранитов, получивших название послекалевийских. Породы здесь испытали глубокий метаморфизм и превращены частично в настоящие мигматиты.

Так как послекалевийские граниты прорывают и изменяют также послекотлийские граниты, то отсюда легко вывести более молодой возраст калевийской формации по сравнению с ботнийской. Различие возраста этих образований вытекает также и из различного их простирания; в то время как ботнийские породы простираются почти в широтном направлении, основным простиранием калевийских является северо-западное.

Гораздо труднее определить возрастные соотношения калевийских и ятулийских образований. Раньше считали, что породы ятулийской формации моложе калевийских и налагают на последние несогласно; в настоящее время преобладает другая точка зрения, согласно которой калевийские породы считаются одновременными с ятулийскими, и их петрографические особенности объясняются частью фациальными различиями, частью же более глубоким метаморфизмом, связанным с интрузиями послекалевийских гранитов. Так как при этом и ладожские породы считают приблизительно одновременными с калевийскими, то все три формации объединяют в одну карельскую группу, эпоха образования которой отделена от ботнийской складчатостью, интрузией и последующей денудацией.

Иотнийская формация. Все описанные выше породы являются более или менее сильно дислоцированными и несут в большинстве случаев следы глубокого метаморфизма, обязанного своим возникновением частью давлению при мощных горообразовательных движениях докембрийской эры, частью же воздействию огромных гранитных интрузий, о которых мы уже упоминали. Последние горообразовательные движения имели место в области Балтийского моря после образования калевийских пород, и с ними связываются интрузии послекалевийских гранитов, которые несут в себе яркие следы динамометаморфизма. После этих движений породы нигде уже не испытывали складчатых дислокаций. Горные цепи калевийской горной системы были еще до окончания докембрийской эры размыты, и страна превращена в пенеплен, на поверхности которого началось отложение осадочных и эффузивных пород, которые залегают на подстилающих породах резко несогласно и сохраняют почти неизменным свое первичное положение. Комплексы пород, образовавшихся по окончании послекалевийских горообразовательных движений, получили название иотнийской формации.

О иотнийском периодом связано образование одной из характернейших пород финляндского докембрия — гранитов-рапакиви, характеризующихся крупными кристаллами каллевого полевого шпата, окаймленными оболочкой плагиоклаза и кристаллами кварца. Граниты эти, образовавшиеся, повидимому, на небольшой глубине, в противоположность более древним, не несут следов динамометаморфизма. Местами рапакиви окаймляются венцом пород порит-лабрадоритового ряда, образовавшихся в первую фазу интрузии. Среди излившихся пород рапакиви отвечают так называемые балтийские порфиры, особенно хорошо развитые на острове Хогланде; здесь на вертикально стоящих свистовских

леститах залегают горизонтально кварцитовые конгломераты, а на них согласно налегают базальты и андезиты и, наконец, мощные толщи лав кварцевых порфиров.

Осадочные юттигские образования, имеющие несколько сотен метров мощности, слагаются преимущественно красноватыми кварцевыми песчаниками и мелкозернистыми конгломератами; встречаются и белые кварциты; в нижних горизонтах толщи залегают красно-бурые и шоколадного цвета сланцы. Наиболее известны среди этих пород конда докембрийской эры так называемые шокшинские песчаники, очень широко распространенные в местностях, прилегающих к Онежскому озеру, Сегозеру и Выгозеру.

Из изверженных пород среди песчаников и сланцев встречаются, с одной стороны, покровы порфирового мандельштейна, а с другой — интрузивные массы оливкового диабазы и кварцевого диабазы.

Кроме указанных, несомненно докембрийских пород в пределах Балтийского щита встречаются многочисленные выходы изверженных пород, которым приписывают более молодой, палеозойский возраст, связывая их происхождение преимущественно с эпохой каледонских и варисийских горообразовательных движений. Обычно мы имеем здесь дело лишь с дайками различных основных пород — диабазов, авгитовых порфиров, камптонитов и др. Особое положение занимают щелочные изверженные породы, которые имеют широкое распространение в Швеции, у нас же представлены замечательным массивом нефелиновых спейитов Хибинских тундр на Кольском полуострове.

Кольский полуостров. Недавно выпущенные сводные работы Полканова [1491] и Куплетского [1478] знакомят нас с докембрием Кольского полуострова, на котором за последние годы были проведены очень большие геологические исследования. Работы эти показывают, что в пределах полуострова наряду с архейскими образованиями широким распространением пользуются и более молодые — протерозойские породы калевийской и юттигской формации.

К свонийским образованиям Полканов относит на Кольском полуострове комплекс гранатовых и слюдяных гнейсов, в которых можно реставрировать осадки типа глинистых и частью песчано-глинистых образований (гранатовые и слюдяные гнейсы) и реже известняков (часть амфиболитов), перемежающихся, вероятно, с кислыми и основными эффузивными породами и их лавами (часть слюдяных гнейсов и амфиболитов).

Гнейсовые толщи прорваны огромными массами глубинных пород, интродуцированных в эпоху горообразовательных движений *каамской фазы складчатости*, имевшей место после образования свонийских пород. Среди интрузивных тел мы имеем породы как основной, так и кислой магмы, от габбро до нормальных гранитов, причем основные породы являются наиболее древними, а кислые наиболее молодыми в ряде интрузивов.

Образования боттигской формации, в противоположность свонийским, имеют на Кольском полуострове малое распространение.

В северной Норвегии, в Юдварангере формация эта начинается конгломератами из обломков свонийских пород и представлена слюдяными гнейсами и кварцитами, среди которых встречаются прослои магнетитовых сланцев. На советской территории Полканов относит к боттигской сланцеватые амфиболиты, слагающие хребты Толпь-выд I и Лыст-выд-Кеулин и мандельштейн-амфиболиты у устья р. Йона; породы эти являются метаморфизованными эффузивными породами типа мандельштейна и диабазы и их туфами.

Аналогами постботтигских гранитов Финляндии на Кольском полуострове являются микроклиновые граниты и часть порфировых гранитов; в результате этой интрузии также имело место образование обширных полей мигматитов.

Значительно шире в средней полосе полуострова распространены породы калевийско-ятулийской формации; сюда относят породы, развитые в тундре Кучин, в бассейне р. Варуги, в тундре Пулмас и др. Формация представлена кварцитами, филлитами, доломитами и частично слюдяными сланцами, а также мощными

толщами эффузивных основных пород (шаровые лавы, мандельштейны, диабазы, порфиристы). Послекалавийские интрузии представлены многочисленными мелкими массами перидотитов; наличие микроклиновых пегматитов, которые изменяют упомянутые сейчас перидотиты, указывает на то, что часть гранитных интрузий также должна принадлежать к этому времени.

Наконец, к потайским образованиям могут принадлежать конгломераты, кварцевые песчаники и глинистые сланцы, развитые на южной окраине полуострова.

Азовско-Подольский щит

Докембрийские образования Азовско-Подольского кристаллического массива изучены неизмеримо меньше, нежели породы этого возраста в Финляндии. Зависит это, с одной стороны, от того, что породы эти выходят здесь на поверхность только по речным долинам, на водораздельных же пространствах скрыты мощным покровом третичных и послетретичных отложений; с другой стороны, на выходах они оказываются чрезвычайно сильно выветрелыми, и нужны глубокие карьеры, чтобы добраться до ненамеченных пород.

Долгое время считали, что Азовско-Подольский щит состоит почти исключительно из гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов, и рассматривали эти породы, как первичную кору охлаждения земли, как это было и по отношению к катархейским гранитам Финляндии. В настоящий момент можно считать взгляд этот совершенно оставленным, и работа геологов направлена, с одной стороны, на выделение среди пород, составляющих Азовско-Подольскую глыбу, определенных генетических и петрографических типов и выяснение их распространения, а с другой — на выяснение возрастных отношений этих типов. И в том и другом отношении удалось уже достигнуть значительных успехов; тем не менее приходится признать, что работа по стратиграфии и тектонике докембрийских образований рассматриваемой области находится лишь в начальной стадии своего развития.

Литература по докембрийским породам Азовско-Подольского массива очень велика; списки ее можно найти в работах Барбот-де-Мария [159, до 1867 г.], Пятницкого [223, до 1897 г.], Ласкарева [66], Морозевича [210, до 1890 г. по Вольни] и за 20 последних лет в сводной работе Лучицкого [71].

Мы здесь ограничимся лишь коротким списком работ, включающих в себе более важные сведения не чисто петрографического и минералогического характера, но затрагивающих и геологические проблемы. В отношении возрастных подразделений и тектоники пита наибольший интерес представляют работы Лучицкого [71, 202, 204], Ласкарева [65, 66], Соболева [11], Лячкова [68, 69], Чирвицкого [410], Половинкиной [219, 220], Свистальского [226, 1 444]; кроме того, должны быть упомянуты следующие номера нашего списка литературы: 128, 146, 160, 161, 162, 174, 175, 176, 177, 185, 186, 188, 189, 190, 191, 201, 203, 207, 209, 211, 212, 224, 227, 231, 232, 233, 234, 237, 243, 244, 245, 250, 251, 253, 1 458, 1 459, 1 460, 1 495. Единственной современной сводкой по геологии щита является последняя работа Лучицкого, которому мы и будем следовать в дальнейшем изложении.

В наибольшей средней своей части, приблизительно от меридиана Радомысля и почти до Мариупольского района, Азовско-Подольский массив сложен, главным образом, из мигматитов и разнообразных гнейсов, сильно пильцированных гранитами; значительная часть этих гней-

сов считается Лучицким парагнейсами, возникшими под влиянием процессов метаморфизма из глинисто-мергельных пород. Несомненно, к метаморфизованным осадочным породам принадлежат биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы бассейна Ингула и Ингульца, которым подчинены месторождения графита и графитовые гнейсы, являющиеся продуктами изменения каких-то богатых органическим веществом пород.

Среди гнейсов и мигматитов располагаются довольно многочисленные массивы гранитов, частью массивных, частью же переходящих в ортогнейсы; граниты эти имеют разнообразный состав и, по видимому, сильно разнятся один от другого по возрасту. Нередко они содержат очень большое количество включений окружающих их гнейсов и изверженных пород. Особенно выделяются своими крупными размерами гранитные массивы в среднем течении Днестра (район Могилева), в бассейне Ингула и Ингульца, область распространения гиперстеново-авгитовых гранитов по среднему течению Буга к югу от Гайсина в Винницком районе, а также большой массив рапакиви в Корсунско-Новомиргородском районе.

В пределах этого последнего массива развиты также и весьма разнообразные габбро-норитовые породы (габбро, норит, габбро-сиенит, лабрадоритовые породы и др.) вместе с излившимися породами, как оливковый гралофир, габбро-норитовый порфирит и др.; весьма характерно также широкое развитие дайк молодых диабазов и диоритов в Криворожском районе, в бассейне Ингульца.

Особый характер имеет рассматриваемая нами средняя часть Авовско-Подольского массива на северо-западе. Здесь на участке, ограниченном с востока приблизительно меридианом Радомысля, с севера линией, проходящей несколько южнее параллели Житомира, и с юга — параллелью Винницы, развиты своеобразные гранатово-кордиеритовые породы (кипцигиты), которые «по внешнему виду то сходны с граптом, то обладают полосатой и гнейсовидной структурой и иногда переходят в гранатово-кордиеритовые сланцы. В основе породы эти состоят из кварца, беловатых полевых шпатов, кордиерита с различной примесью биотита и содержат большое количество гранатов. Весьма часто кипцигиты бывают инфильтрованы гранитной магмой, благодаря внедрению различных гранитов, аплитов и пегматитов». Лучицкий считает эти породы возникшими из осадочных глинисто-мергельных образований.

Особого упоминания заслуживают некоторые районы развития особенно хорошо сохранивших свои первоначальные признаки метаморфизованных осадочных пород.

Один из них находится на р. Тетере между Радомыслом и Коростышнем; «здесь присутствуют типичные биотитовые парагнейсы, инфильтрованные гранитами, серия слюдяных сланцев, силикатных и кристаллических известняков и других метаморфизованных осадочных пород»; под именем силикатных известняков здесь разумеются известняки, богатые включениями полевых шпатов, широкосенов, роговых обманок и др.

Второй район лежит по побережью Буга между Хощеватой и Перемайском. Он характеризуется прежде всего развитием графитовых, кварцево-графитовых и биотитовых гнейсов, содержащих местами промышленные скопления графита. Породы эти содержат прослои кварцитов и местами железных и железно-марганцевых руд. Местами близ Хощеватой в состав этой сложной свиты входят и толщи разнообразных кристаллических известняков, частью силикатных и местами содержащих значительные скопления графита.

Третью, наиболее интересную область развития докембрийских осадочных пород составляет известный Криворожский железорудный район, расположенный по течению рек Сансаган и Ингульца. Кроме уже упомянутых графитовых и биотитовых парагнейсов, содержащих иногда прослои кварцитов, частью железистых, район этот содержит и более

молодые, слабо измененные породы так называемой криворожской свиты, залегающие среди гранитов и гнейсов.

Криворожская свита тянется с юга на NNE узкой полосой на протяжении около 200 км. Породы эти, по исследованиям Свитальского [1450, 1741], образуют сложную синклиналичную складку, вдавленную в гранито-гнейсовый массив (рис. 3). Крылья этой синклинали осложнены складками второго порядка, которые опрокинуты на восток и разорваны так, что западные крылья их надвинуты на восточные; разорвана рядом надвигов и сама основная синклинали. Залегают криворожские породы частично на граниты и гнейсы, частично же на зеленокаменные породы.

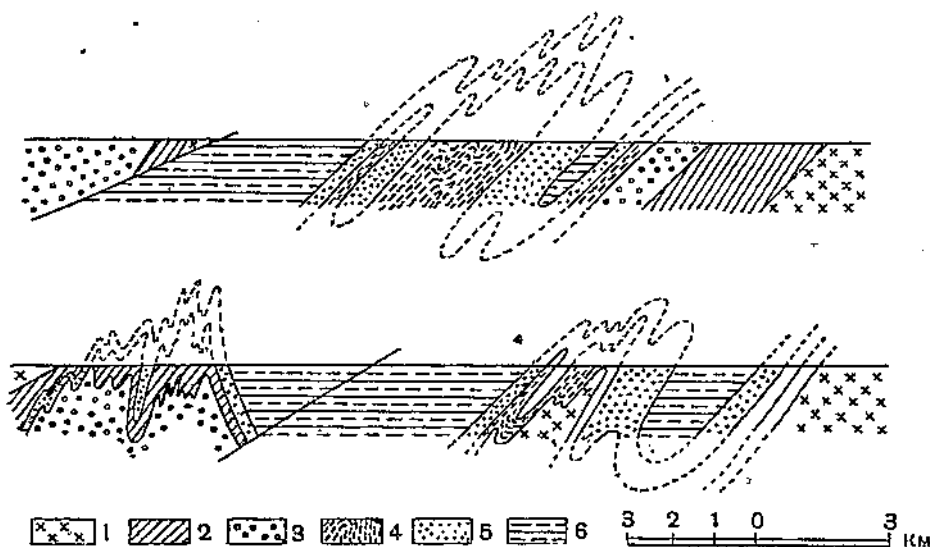


Рис. 3. Схематические разрезы через Криворожский железорудный район (по Свитальскому [226]).

1—граниты и гнейсы, 2—зеленокаменные породы, 3—аркоз и филлит, 4—хлоритовые и рогово-облаковые сланцы, 5—железистый кварцит, 6—верхняя сланцевая толща.

Начинаются они толщей аркозов около 100 м мощностью с прослоями конгломератов и кварцитов. Выше следуют филлиты (от 50 до 200 м), содержащие внизу прослой кварцита и филлита. Филлиты, в свою очередь, сменяются тальковыми (10 — 20 м) и хлоритовыми или амфиболовыми сланцами, перемежающимися внизу с безрудными, а сверху — с железистыми роговиками; нормальная мощность этих сланцев около 200 м. На сланцах залегает толща так называемых железистых кварцитов, около 50 м мощностью, состоящих из очень толстого чередования роговика и гематита. Среди кварцитов располагаются неправильные массы руды, состоящей из сплошного гематита. Заканчивается криворожская свита мощною толщей глинистых сланцев, частью углистых, и местами переходящих в песчаники.

Железистые кварциты имеются также в западной части Приазовского участка щита, но здесь они связаны с очень сложно построенной свитой разнообразных парагнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, пересеченных и инфильтрованных гранитами, и представляют, судя по этому, более древние образования, нежели криворожские.

Строение северной и юго-восточной окраин Азовско-Подольского массива довольно существенно отличается от строения описанной средней его части.

Наиболее крупным отличием северного района, расположенного в бассейне левых притоков Тетерева, Ужы, Уборти и среднего течения Случи, является присутствие в северной его части, в районе Овруч и др., относительно очень молодых докембрийских осадочных пород, известных под именем овручского песчаника и аналогичных потийским песчаникам Валтийского шита. Подобно последним они являются не метаморфизованными и не дислоцированными, вследствие чего некоторые геологи относят их к девону. Присутствие овручских песчаников особенно важно в том отношении, что позволяет определить возраст некоторых изверженных пород района.

Что касается более древних пород, то мигматиты и гнейсы имеют на севере лишь подчиненное значение, и резко преобладающая роль принадлежит здесь различного возраста и состава гранитам, массивы которых занимают очень крупные и частью довольно резко очертанные площади. Часть этих гранитов (коростышевский, антоновский, коростенский) представляют древние образования, значительно измененные метаморфическими процессами и переходящие местами в гнейсы, другие же, как Малино-Овручский массив рапакви и граниты окрестностей Клесова и Осинька (осиньские граниты), являются относительно очень молодыми образованиями, так как они не подверглись уже динамометаморфизму. Лучицкий считает рапакви более молодым образованием, нежели овручские песчаники, хотя это непосредственными фактами и не подтверждается; что касается осиньского гранита, то польские геологи наблюдали прорывание им овручских песчаников, которые в контакте с гранитом обнаруживают следы метаморфизма. Еще более молодыми, чем рапакви, являются габбро-норитовые породы северной оконечности шита, которые образуют массив до 1 500 км². Массив этот отличается крайним непостоянством своего состава, что зависит, повидному, от явлений гибридазации: здесь имеются нориты, габбро-нориты, габбро и переходы их в диориты и габбро-спенииты.

Большим распространением пользуются, наконец, в северном районе излившиеся вулканические породы; часть которых имеет очень молодой возраст. Здесь известны микрограниты, кварцевые порфиры и ортофиры, диабазы, диоритовые порфириты, авгитовые порфириты (волыниты), базальты и др. Большинство этих пород относится уже не к докембрию, а имеет палеозойский, мезозойский и частью, вероятно, третичный возраст. Особенно большой интерес представляют, с точки зрения определения возраста, выходы базальтов на польской территории, в Мутыне, где можно точно установить, что порода эта прорывает мел; у Берестовца и Злазны выходы базальтов также находятся среди меловых пород. К тому же верхне-меловому или послемеловому возрасту Лучицкий склонен относить некоторые диабазы, а также волыниты, развитые в пределах кристаллического массива. К послемеловому возрасту, наконец, относит он вместе с Морозевичем выход диабазового порфирита, который находится у сел. Исачки, к северу от г. Лубны, на левобережной Украине, среди сплошного распространения третичных пород [26, 83].

У юго-восточного окончания Азовско-Подольского массива, к северу и северо-западу от Мариуполя, как и в средней части шита, большим распространением пользуются древние мигматиты и интрузивные гнейсы; довольно широко развиты здесь также графитовые гнейсы с промышленными скоплениями графита, залегающие среди биотитовых, авгитово-биотитовых, роговообманково-авгитовых и других гнейсов. Характерной особенностью этой области, по которой мы имеем недавнюю сводку Айнберга [1 458], является наличие массивов щелочных, частью диаллаговых гранитов, с которыми связаны щелочные спенииты и нефелиновые спенииты. Другим характерным признаком района является огромное количество трещин преимущественно северо-западного направления, число которых возрастает с приближением к Донецкому бассейну. Трещины эти выполнены равнообразными жильными породами, частью основными (базальты, диабазы, палеоандезиты, мончикиты и др.), частью же более кислыми (палеотрахиты, кварцевые трахиты и др.). Возраст этих пород, повидному, не менее разнообразен, чем в северном, Волынском районе; что здесь имеются породы девонского и послекембрийского возраста легко видеть потому, что в прилегающих частях Донецкого бассейна сходные породы имеются в девонских отложениях, а жилы мончикитов и камптонитов секут каменноугольные слои [206].

На основе существующего фактического материала за последнее время Лучицким [71, 204], Соболевым [11], Радзичевским [253] и Малковским [251] были сделаны попытки выяснения возрастных соотношений

пород, слагающих Азовско-Подольский кристаллический щит, и сопоставления их по возрасту с породами Балтийского щита. В своей последней сводной работе Лучицкий дает следующую схему последовательности образования пород щита [71].

I. «Наиболее новыми являются незатронутые ни складчатыми процессами, ни особенно сильным динамометаморфизмом следующие породы: а) габбро-поритовые породы Клево-Волынского массива и Волыни вообще; габбро-поритовые породы Черкаско-Новомиргородского массива, что видно из того, что они прорезают местами (Городище) рапакливы; б) рапакливы и родственные им породы всех массивов, осипинские граниты и родственные им породы, гранит-порфиры; щелочные сyenиты Мариупольского района, щелочные граниты и сyenиты, нефелиновые сyenиты; в) овручские кварциты, пироксиллитовые сланцы. П е р е р ы в».

II. «Саксаганская группа: криворожская свита с железистыми кварцитами и железными рудами.

П е р е р ы в. Извержения гранитов, аплитов, пегматитов, жильных пород.

III. Тетерево-Бутская группа: а) гиперстеновые граниты, коростышевский, антоновский, зинovieвский граниты; б) осадочная метаморфизованная свита Радомысль-Коростышев, осадочные метаморфизованные свиты Побужья с известняками; железо-марганцевыми рудами и графитовыми гнейсами, осадочная метаморфизованная свита с графитовыми гнейсами Криворожья.

То же — Мариупольско-Вердянского района. Вердянские железистые кварциты и сопровождающие их метаморфизованные осадочные породы.

IIIa. Бердичевская подгруппа: гранитово-кордиеритовые породы, нагулецкий гнейс, инъекции гранитов.

IV. Днепровская группа: мигматиты и интрузивные гнейсы, metabазиты.

V. Гранито-гнейсы, катархей».

Первая из указанных групп сопоставляется Лучицким с юттильскими образованиями Балтийского щита, а пятая с катархейскими. Саксаганскую группу он параллелизирует ятулийской, Тетерево-Бутскую — калевийской и Днепровскую — ладожской. Эти последние сопоставления, поскольку возрастные соотношения ятулийских, калевийских и ладожских пород даже для Финляндии не являются вполне выясненными, следует считать еще очень проблематичными.

Воронежская кристаллическая глыба

Докембрийские образования Воронежской кристаллической глыбы известны по выходам их на Дону между Павловском и Богучаром и по бурениям в северной полосе Курских магнитных аномалий, в районе Щигров, Тима и Старого Оскола.

На Дону [51, 154, 167, 199], по Лодочникову, выходят биотитовые граниты, биотито-роговообманковые сyenито граниты с сопровождающими их аплитами и пегматитами, сyenиты и кварцевые диориты, весьма сходные с соответствующими породами Азовско-Подольского щита.

Для области Курской магнитной аномалии [155, 156, 157, 158, 180, 204, (1 493)] наиболее полный разрез получен при бурении в окрестностях г. Щитры (рис. 4). Здесь на небольшой глубине (160 — 200 м) под почти горизонтально лежащими осадочными породами встречена свита

круто падающих на ENE пород, весьма близких к криворожским. В основании этой свиты залегают слюдяные сланцы и гнейсы, часто конгломератные, тесно связанные с гранитами и гранодиоритами; на них налегают железистые кварциты, состоящие из тонкой перемежаемости слоев кварцита, магнетита и хлоритового и роговообманкового сланца; покрываются эти породы, имеющие до 230 м мощности, биотитовыми сланцами, за которыми следует чередование известково-сланцевых сланцев с кристаллическими известняками, и, наконец, кристаллические известняки.

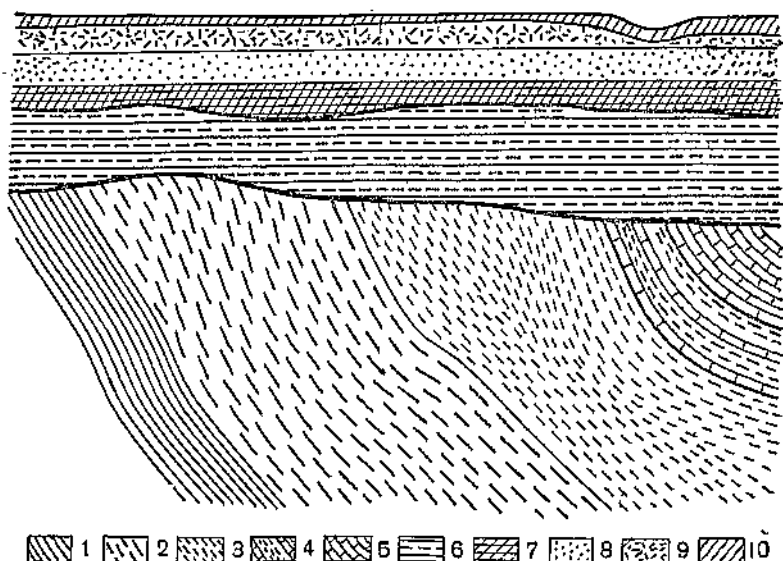


Рис. 4. Разрез у г. Щигры (по Архангельскому и Корбушу [168]).
1—сланцевые и хлоритовые сланцы и гнейсы, 2—железистые кварциты, 3—биотитовые сланцы, 4—биотитовые сланцы и известняки, 5—известняки, 6—доломит, 7—мрамор, 8—песчаник, 9—песчаник и туф, 10—четвертичные породы.

Магнитометрические исследования, благодаря которым были открыты рудные кварциты под Щиграми, Тимом и Старым Осколом, показывают, что полоса магнетитовых кварцитов протягивается в NNE направлении до широты Рославля, а в SSW доходит почти до Валух. Те же исследования делают несомненным, что несколько южнее описанной проходит вторая параллельная ей полоса пород, содержащих рудные кварциты.

Следует упомянуть, наконец, что граниты были достигнуты скважинами значительно южнее Павловска, на широте ж.-д. станции Кантемировка [1 471, 1 470].

Область палеозойских горных сооружений

Канин полуостров. Тиман. Урал

Докембрийские образования в горных сооружениях, окаймляющих Восточноевропейскую платформу, еще чрезвычайно плохо изучены. К ним могут относиться кристаллические сланцы и связанные с последними изверженные породы Канина полуострова [173, 257] и серицитовые сланцы Тимана [139, 241, 242, 246].

Присутствие докембрийских пород в осевой полосе Урала едва ли может вызывать сомнения, но они здесь еще не выделены из огромной толщи метаморфических пород, часть которых может относиться к кембрию и силуру. На геологических картах эта свита обозначается общим знаком М; подробные петрографические описания слагающих ее пород можно найти во всех работах, посвященных описаниям осевой полосы Урала (главную литературу см. [198]), краткую же характеристику их дают статьи Высоцкого [168, 169] и Заварицкого [179] в объяснительном тексте к миллионной карте Урала.

«Главной областью развития пород группы М, — пишет Высоцкий [169], — служит центральная (осевая) полоса Урала, в которую входит на всем почти протяжении карты водораздельный хребет Урал-тау. В состав толщи входят: слюдястые кварциты, глинисто-кварцитовые и слюдяные сланцы с подчиненными гнейсами, амфиболитами, хлоритовыми, тальковыми, змеевиковыми и другими зелеными сланцами, а местами кварцевыми и другими конгломератами. Выше залегает филлитовая толща; метаморфизованные кварциты являются в виде мощных прослоев среди слюдяных сланцев и филлитов; в виде менее мощных прослоев наблюдаются известняки, превращенные в мраморы. Большая часть этих пород также признается за измененные осадочные палеозойские, а быть может, и еще более древние образования; но часть кристаллических сланцев возникла, без сомнения, на месте туфогенных и магматических пород как основных зелелокаменных, так и гранитных, под влиянием регионального и контактового метаморфизма». В другом месте [168] Высоцкий отмечает, что филлитовая толща залегает местами на слюдяных сланцах несогласно. Доказательством большой древности пород группы М является то, что гальки слюдястых кварцитов, слюдяных сланцев и гнейсов встречаются в силурийских песчаниках и конгломератах.

Казакская складчатая страна

Открытие кембрия и изучение состава нижнесилурийских пород в складчатой стране Казахстана дали возможность установить наличие докембрийских образований и в этой области. По Кассину [1 473, см. также 1 474, 403, 1 461, 1 475, 1 481, 1 501, 1 502], докембрийские породы распространены преимущественно по западной окраине страны; с большой долей уверенности можно относить к докембрию древнейшие породы Улутауских гор, Кокчетавско-Ишимского района и Прибалхашья, основываясь на том, что они резко несогласно покрываются нижнесилурийскими породами, и что гальки их встречаются в нижнесилурийских конгломератах.

В толще казакстанского докембрия, как и в большинстве других местностей, можно выделить две свиты. Нижняя из них слагается гнейсами, гранито-гнейсами, слюдявыми и роговообманковыми сланцами, мраморами, а верхняя состоит из разнообразных сланцев, филлитов, кварцитов, железистых кварцитов с прослойками и линзами гематита, кремнистых пород, мраморизованных известняков, основных и кислых лав и их туфов. Несогласий между этими двумя свитами пока не замечено. Простирание образуемых ими складок одинаково: в Прибалхашье они направлены на NW, в южном Улу-тау на NNW, а в северном Улу-тау и в Кокчетавско-Ишимском районе принимают приблизительно меридиональное направление. Кроме измененных осадочных и излившихся

пород, в состав докембрийских образований входят также и глубинные изверженные породы, именно граниты, сyenиты, гранит и сyenит-порфиры.

Тянь-шань

Большинство геологов признают существование докембрийских пород в Средней Азии [213].

Под хорошо охарактеризованным палеонтологически и широко распространенным верхним силуром здесь в Тянь-шане залегает толща чрезвычайно сильно дислоцированных и в различной степени метаморфизованных пород; налегает верхний силур на последние с резким угловым несогласием. В верхних, слабо метаморфизованных частях толщи в целом ряде пунктов (Кара-тау, Таласский Ала-тау, Чу-Илийские горы, Алайский и Туркестанский хребты и др.) найдены были нижнесилурийские и кембрийские ископаемые, что заставляет относить часть этой толщи еще к палеозою. Внутри этой верхней части свиты под нижнесилурийскими породами в Таласском Ала-тау и Чу-Илийских горах также наблюдается угловое несогласие. Вполне очевидно, что породы, лежащие в упомянутых сейчас хребтах под нижним силуром, могут принадлежать только к кембрийским и докембрийским образованиям. Еще более вероятен докембрийский возраст средних и нижних частей толщи в Туркестанском и Алайском хребтах, где в верхней свите найдены кембрийская и в частности среднекембрийская фауна.

Породы, лежащие ниже глинистых сланцев, песчаников и известняков, в которых находимы были нижнесилурийские и кембрийские ископаемые, делят обыкновенно на две свиты. Верхняя из них состоит из разнообразных кристаллических сланцев — слюдяных, хлоритовых, кварцито-сланцевых, роговообманковых, известково-кварцитовых филлитов, кварцевых филлитов, кварцитов и пр., среди которых встречаются прослои кристаллических известняков. Породы эти содержат интрузии гранитов и основных глубинных пород и прорваны разнообразными эффузиями. Нижняя толща складывается гнейсами и гранитами. Николаев [214] считает, что эта свита выделяется искусственно, и думает, что значительная часть входящих в ее состав гранитов может иметь гораздо более молодой, палеозойский возраст.

Алтай, Салаир, Кузнецкий Ала-тау, Саяны

Возможно предполагать присутствие докембрийских образований на Алтае, где к ним может частично относиться так называемая метаморфическая свита, чрезвычайно широко распространенная как в Рудном, так и в Горном Алтае [1 472, 1 480, 1 482, 1 483, 1 484, 1 485, 1 486, 1 487, 1 488, 1 489, 1 490, 1 503]. При неясности стратиграфических отношений этой свиты к кембрийским известнякам возраст ее с точностью определить не может, и Нехорошев [1 485, 1 482, 1 483] полагает, что метаморфические породы могут относиться и к докембрийским, и к кембрийским, и даже к силурийским образованиям. Под именем метаморфической свиты понимают весьма однообразные зеленые и реже серые и фиолетовые сланцы, слагающие главнейшие хребты Горного Алтая — Чуйские и Катунские Альпы, бассейн верховьев Убы и Коксы в юго-западной части его, и бассейн Чулышмана и Вашкауса в восточной, а также Иртышские горы в Рудном Алтае.

«При более внимательном исследовании, — говорит Нехорошев, — и особенно при микроскопическом исследовании в пределах этой толщи удается, однако, подметить некоторое разнообразие. В состав этой свиты входят хлоритово- и серпичитово-глинистые сланцы, известково-хлоритовые сланцы, филлиты, кварцево-хлоритовые и кварцево-эпидото-хлоритовые сланцы; значительно реже встречаются и притом в ограниченном количестве, кварциты. Известняки встречаются чрезвычайно редко. В пределах Рудного Алтая метаморфическая свита отличается от описанной присутствием значительного количества рассланцованных порфиров и других изверженных пород. В бассейне Чулышмана и Башкауса породы метаморфической свиты в соседстве с выходами гранитов часто переходят в гнейсы».

Вопрос о наличии докембрийских образований в пределах Салаира, Кузнецкого Ала-тау, Западного Саяна и западных, прилегающих к Минусинской котловине частей Восточного Саяна принадлежит к числу наиболее спорных вопросов сибирской геологии. Часть геологов, в особенности Обручев [268, 271] и Чураков [1 496, 1 498, 269, 1 497] не сомневаются в том, что древнейшие породы названных районов относятся к докембрийской группе, в то время как другая часть, во главе с Эдельштейном [1 499] и Володиминым [1 466, 1 465, 1 464] причисляют эти породы к кембрию.

К докембрийским образованиям Чураков относит толщи темных битуминозных известняков, содержащих в себе линзы и конкреции кремнистых пород (*еписейская свита*) и покрывающие эти известняки сланцы, песчаники и конгломераты (*кутель-булукская свита*). Основанием для такого взгляда служит то обстоятельство, что породы эти покрываются массивными, неслоистыми известняками, содержащими в себе, как мы увидим в дальнейшем, довольно многочисленные ископаемые, указывающие на верхнюю часть нижнего и на средний кембрий. По мнению Чуракова, кембрийские известняки покрывают более древние породы несогласно трансгрессивно, налегая то на кутель-булукскую, то непосредственно на еписейскую свиту; характерным отличием их от докембрийских известняков является отсутствие слоистости и светлая окраска, а также отсутствие дайк древних диабазов и прослоев кремнистых пород, которые являются весьма характерными для докембрийских образований. Другие авторы считают, что светлые массивные известняки с археоцитами являются лишь рифовой фацией других известняков, в том числе и битуминозных и залегают совершенно согласно в верхних частях единой известняковой свиты, нижние горизонты которой естественнее всего относить к нижнему кембрию.

Бросается в глаза, что значительная часть аргументов Чуракова является чрезмерно сложной и мало обоснованной; из фактов в них делаются нередко заключения, которые отнюдь из приводимого материала непосредственно не вытекают. Что касается представителей противоположных взглядов, то их возразения Чуракову являются, обычно, чрезмерно категорическими и не основанными на разборе конкретных фактов. Таким образом, приходится признать, что вопрос о наличии докембрийских образований в рассматриваемом районе может получить правильное решение лишь при постановке в будущем достаточно подробных специальных исследований. Насколько мало обоснованным представляется для настоящего времени докембрийский возраст рассматриваемых образований, видно из следующего характерного примечания Обручева к последней статье Чуракова: «В подтверждение данных автора о наличии докембрия в Кузнецком Ала-тау можно привести следующие соображения: так как кембрий в Ала-тау и Минусинском крае во многих местах дислоцирован очень сильно, то где-нибудь должны же обнаружиться те более древние породы, на которых он отлагается, и полное отсутствие их неправдоподобно». Таким образом, даже для Обручева доказательства Чуракова представляются недостаточно убедительными, и он должен для обоснования наличия докембрийских пород прибегать к еще менее доказательным аргументам.

Область кайнозойских горных сооружений

Кавказ

В последние годы с достаточной степенью точности удалось доказать наличие докембрийских образований в области Главного Кавказского хребта; сводку по этому вопросу дает недавняя статья Герасимова [171].

Наиболее очевидно существование докембрия в бассейне Малки, на среднем Кавказе, где под слабо метаморфизованными породами с верхней- и нижнесилурийской фауной располагаются мощные толщи сильно метаморфизованных кварцево-сланцевых и кварцево-роговообманковых сланцев с амфиболитами, прорванных красными гранитами [171, 217]. В районе Эльбруса и восточнее, в бассейне р. Терека, докембрийские образования представлены породами, претерпевшими еще более высокую степень метаморфизации, именно биотитовыми гнейсами, светлыми кварцитовидными породами, содержащими слюды и полевые шпаты, слюдяными, роговообманковыми, андалузитовыми сланцами и амфиболитами, которые прорываются серыми гранитами [163, 193, 228]. Другая область развития измененных осадочных пород, которые по степени их метаморфизма и условиям залегания могут принадлежать к докембрийским образованиям, лежит в западной части Главного хребта, в верховьях Кубани, Белой и В. Лабы, где под каменноугольными отложениями несогласно залегает мощная толща метаморфических пород, преимущественно гнейсов [153, 192, 215, 225, 1 476, 1 492]. И в этой области метаморфические породы прорваны гранитами, среди которых можно различить две разности — серые и красные.

Открытие в Закавказье кембрийских отложений позволило установить, что к докембрийским образованиям принадлежат здесь гнейсы, кристаллические сланцы и серые биотитовые порфиоровидные граниты Дзпрульского или Сурамского массива, разделяющего бассейн Риона от бассейна Куры [262, 1 457a].

Из предыдущего видно, что среди докембрийских образований Кавказа, кроме метаморфизованных осадочных пород, широким распространением пользуются также граниты [32, 153, 163, 164, 170, 178, 196, 197, 200, 215, 217, 228, 249, 261]. Несомненно, к докембрию относятся светло-серые граниты, протягивающиеся по оси хребта от верховьев Лабы и Белой на западе и до Терека на востоке и известные под именем центральных гранитов или гранитов Главного хребта. В петрографическом отношении они характеризуются наличием олигоклаза, микроклина, биотита и в меньшем количестве, мусковита при отсутствии ортоклаза. Весьма характерны для гранитов Главного хребта ксенолиты слюдяных сланцев и гнейсов, достигающие огромных размеров. Другой тип гранитов — красные — выходят обычно на поверхность на северном склоне хребта и отличаются от предыдущих не только цветом, но и присутствием наряду с олигоклазом и микроклином ортоклаза. Часть геологов относит красные граниты также к докембрию [32, 200, 261], но Агалин считает их нижнепалеозойскими, девонскими [153]; мы еще вернемся к ним в следующей главе.

Памиро-Алайская система

На Памире весьма широким распространением пользуется та же свита сильно метаморфизованных пород, которую мы видели выше в Тянь-

шане. Вероятность принадлежности части этих пород к докембрию подтверждается нахождением среди них органических остатков, напоминающих археоцит [1 500].

ОЧЕРК ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭРЫ

Движения земной коры. Восстановить историю докембрийской эры мы можем только в самых общих и очень неопределенных чертах.

Повсеместная чрезвычайно энергичная дислокация докембрийских пород, в толще которых в Прибалтийской области наблюдается ряд несогласий, глубокий метаморфизм и обилие колоссальных гранитных интрузий делают несомненным, что земная кора всюду в изучаемой нами области переживала за докембрийскую эру сложные и чрезвычайно интенсивные горообразовательные движения, которые в пределах плиты в последующие геологические периоды уже не повторялись.

В пределах Балтийского щита намечается существование двух главнейших горообразовательных эпох: новейшей — послетулийской и более древней — послеботнийской; с несколько меньшей ясностью выступают следы древнейших, послелептитовых горообразовательных движений. В области Азовско-Подольского щита послетулийскому горообразованию соответствует послесаксаганское и послеботнийскому, вероятно, послететерево-бугское.

Послетулийская складчатость известна под именем *карельской*, а послеботнийскую называют *свеко-финнской*; для послесвинойской Поляновым предложено название *саамской*.

Эпохи складчатости и создания горных хребтов подразделялись в докембрии длительными периодами их разрушения, превращения горных стран в почти-равнины и погружения последних под уровень моря; на дне возникавших таким образом бассейнов за счет разрушения образовавшихся ранее горных хребтов накапливались огромные, в ятулийский период до 20 000 м, толщи осадочных пород. Столь большие мощности могли получиться лишь при условии такого же постепенного прогибания дна бассейнов, какое имело место в геосинклиналях позднейших геологических периодов; таким образом, мы приходим к необходимости признать существование образований, аналогичных геосинклинальным прогибам и в рассматриваемые, весьма отдаленные геологические времена, до ботнийского периода включительно; о более древних периодах судить очень трудно из-за крайней метаморфизации относящихся к ним пород.

Существование геосинклиналей само по себе предполагает также и наличие устойчивых элементов земной коры типа современных кристаллических щитов и платформ. Определить положение и размеры этих устойчивых участков и изучить их мы не можем прежде всего потому, что докембрийские породы выходят на поверхность на слишком ограниченной площади. Тем не менее финляндские геологи в результате своих замечательных работ пришли к вполне определенным заключениям о существовании таких устойчивых участков.

«В Финляндии, — говорит Седергольм [259], — все геологи сходятся в том, что восточная область распространения гнейсо-гранитов с очень отдаленных времен представляла область относительной устойчивости. Гипотеза, выдвинутая в Швеции де-Гиром, по которой область эта припала свойственный ей характер благодаря явлениям динамометаморфизма в позднее докембрийское время, не имеет здесь сторонников. Лишь бла-

годаря этой устойчивости лежащие здесь древние осадки сохранились от размывания и избежали резкого метаморфизма».

«В общем очевидно, что уже в калевийское и послекалевийское время движения земной коры имели местный, а не универсальный характер. Наиболее напряженная послекалевийская складчатость, сопровождавшаяся извержениями гранитов, захватила только определенные участки».

«Однако, и послеботнийские гранитные извержения и складчатость также не были повсеместными. Большие площади как в Швеции, так и в Финляндии, где указанные явления имели наибольшее распространение, не были затронуты ими, особенно в восточной части Фенноскандии».

Составить представление о положении и господствующих простираниях горных цепей, созданных докембрийскими горообразовательными движениями, на основе тех выходов докембрийских пород, которые нам известны, чрезвычайно трудно, причем особенно велики эти трудности в отношении более древних, докалевийских горных сооружений.

Финляндские и шведские геологи принимают, что древнейшие складчатые сооружения, следы которых отчетливо видны в средней Швеции и южной Финляндии имели простирание WSW — ENE. Эта система складок известна под именем *Свеко-финнид*. Гораздо лучше известно строение послекалевийской горной системы, получившей название *Карелид*. В южных частях простирание последних направлено почти перпендикулярно к простиранию Свеко-финнид с SSE на NNW, а на севере оно изменяется в почти меридиональное. Сложные изменения простираний замечаются на параллели Кевдозера и северного окончания Кандалакской губы, но это явление ясно связано с очень большими петрузиями послекалевийских гранитов. Простирание древних гнейсов восточной окраины Балтийского щита почти совпадает с простиранием Карелид; гнейсы и кристаллические сланцы Кольского полуострова несколько отклоняются от этого простирания и дислоцированы преимущественно в NW направлении.

Вопрос о направлении докембрийской складчатости в пределах Восточноевропейской плиты, под покровом осадочных пород, разбирался Карпинским [7], Кужиняром [146] и Архангельским [81].

В основе построений Карпинского лежат его взгляды на возраст тех дислокаций, которые существуют в пределах Азовско-Подольского щита. Из двух указываемых для этой области простираний, северо-западного и северо-восточного, Карпинский древнейшим, докембрийским, считает последнее; северо-западные нарушения возникли, по его мнению, значительно позднее, в связи с образованием Донецкого кряжа и других горных сооружений того же направления. Чтобы объяснить смену северо-западных простираний докембрийских пород в Балтийском щите северо-восточными в Азовско-Подольском, Карпинский принимает, что складки под осадочными породами платформы образуют весьма пологие, выпуклые на восток дуги, южные окончания которых имеют юго-западное направление.

Кужиняр выводит направление Карелид к югу от Балтийского щита из совершенно произвольного допущения, что Подольский подземный вал, который, по его мнению, продолжается на север к выходам силура и кембрия на Ловати, является поступным поднятием на месте докембрийской «Скифской» горной цепи. Кужиняр думает, что Скифская цепь в пределах Балтийского щита имела юго-восточное направление, отвечающее направлению Карелид, но южнее Ладожского озера поворачи-

вала на SW, в область современной Ловати; здесь простираание Скифид, менялось на меридиональное, соответственно с направлением Полесского вала и северной части Азовско-Подольского щита; еще южнее, наконец, скифские складки поворачивали на ESE и, следуя вдоль щита, уходили в Азию. Таким образом, Кужвиннар предполагает, что складки Карелиид под покровом осадочных пород испытывают сложные изгибы.

Совершенно иначе подходит к рассматриваемому вопросу Архангельский, основывающийся в своих рассуждениях на магнитных и гравитационных аномалиях, которые имеют место в пределах плиты; он приходит к выводу, что здесь сохраняются те же NW простираания, которые свойственны Карелидам в области Балтийского щита. За последнее время накопился ряд новых фактов, вполне определенно говорящих в пользу такого взгляда.

Во-первых, сводная работа Лучицкого [71] вносит большую ясность в вопрос о господствующих в Азовско-Подольском массиве простираниях складок. «На большей части плиты (Азовско-Подольской глыбы), — говорит Лучицкий, — наблюдается преобладание простираания NW, и только местами преобладает простираание меридиональное и NE, иногда и широтное... Основным для более древних пород, чем Саксаганская группа, остается NW направление. Это направление простираания в ряде мест сменяется иными направлениями... Причиной этих отклонений в значительном числе случаев является внедрение крупных массивов гранитов, которые несомненно оказывали влияние на простираание пятицируемых ими пород. Другими словами, первичные складки, имеющие простираание NW, как основное и, следовательно, древнее, изменили направления свои в более позднее время под влиянием гранитных масс в направлении NE, меридиональное, иногда и восточное, в зависимости от направления давления магмы». Что касается типичных пород Саксаганской группы, то, как мы знаем, простираание их в бассейне Саксаганы очень близко к меридиану, точнее NNW. Таким образом, выясняется, что в Азовско-Подольском массиве господствует то же направление складчатости, которое характеризует Карелиды Балтийского щита; это делает вероятным, что и в остальной части плиты простираание докембрийских пород должно быть близко к северо-западному.

Неоспоримое подтверждение этого получаем мы из геофизических данных. Во-первых, полосы курских магнитных аномалий, обязанные своим происхождением присутствию в Воронежском кристаллическом массиве саксаганских железистых кварцитов, на протяжении 300 км сохраняют NW простираание, почти строго параллельное простираанию докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Судя по присутствию сильных магнитных аномалий в верховьях р. Десны [230], как раз на продолжении северной полосы курских аномалий, можно думать, что железистые кварциты распространяются и в этот район, не изменяя своего простираания. Таким образом, общее протяжение полосы этих пород доходит до 450 км.

Во-вторых, изучение напряжений силы тяжести показывает, что на пространстве плиты гравитационные аномалии располагаются полосами NW направления. Бросается в глаза, что направление этих полос замечательно совпадает, с одной стороны, с простираанием складчатости докембрийских пород, где она доступна для изучения, а с другой — с простираанием магнитных аномалий, расположение которых определяется тектоникой докембрийских пород, именно простираанием желези-

стых кварцитов. Это заставляет думать, что аномалии силы тяжести такие связаны с тектоникой докембрийского фундамента и что простирание полос гравитационных аномалий отражает простирание докембрийских складок (рис. 5).

За последние годы начинают выясняться также и характерные черты тектонической структуры Карелии. В Финляндии, в значительной мере работами Вегмана, установлено, что они состоят из серии чешуйчатых покровов, сдвинутых с запада на восток. Разрез на рис. 6 дает представление об этих покровах.

Чрезвычайно интересно, что явление это находит себе до известной степени отражение и в Карелиях Азовско-Подольского щита. При изучении Криворожского района Святальским установлено, что существующие здесь крутые, сжатые складки опрокинуты на восток, причем это опрокидывание сопровождалось разрывом складок с надвигом западного крыла на восточное. «На карте ясно видно, — говорит Святальский [226], — как в северной части района выдвинутые на поверхность гнейсы и аркозы совсем перекрывают верхнюю толщу пестроцветных глинистых сланцев, и как западнее, по линии второго надвига, гнейсы срезают все слои метаморфической свиты, перекрывая их».

После карельских горообразовательных движений вся более или менее доступная для непосредственного геологического изучения западная часть современной Восточноевропейской равнины, включающая в себя Балтийский, Азовско-Подольский и Воронежский докембрийские массивы, превращается в почти-равнину и приобретает свойство плиты. К сожалению, у нас нет фактических данных, которые бы позволяли с достоверностью определить границы этого древнего кристаллического массива и уяснить, распространялся ли он на площадь позднейших палеозойских геосинклиналей, или же площадь его приблизительно совпадала с площадью современной Восточноевропейской плиты или, наконец, она была меньше последней.

Огромный интерес представляет вопрос о том, в каком состоянии в конце докембрийского времени находились районы послекембрийских горных сооружений. Укоренившаяся у нас привычка считать геосинклинали, из которых возникли горные цепи, за образования весьма большой древности, заставляет предполагать, что на их месте и в рассматриваемую

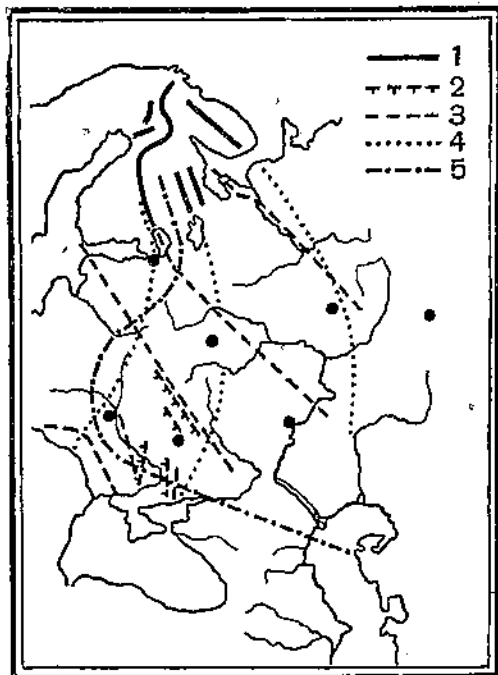


Рис. 5. Простирания докембрийских пород.

1—простирание Карелии по непосредственным наблюдениям, 2—простирание аномалий силы тяжести, 3—магнитные аномалии, 4—простирания по предположениям Карпинского, 5—то же по Кунстауру.

эпоху существовали неустойчивые, подвижные геосинклинальные пространства. В действительности, однако, такое предположение является совершенно необоснованным, и факты говорят скорее против него, чем за. Мы ничего еще не знаем о соотношениях кембрийских и докембрийских образований Урала, Казахской горной страны и Тянь-шаня. Резкие различия в степени метаморфизма докембрийских и кембрийских пород Кавказа показывает, что эпохи их образования были разделены мощными горообразовательными движениями. Сравнение докембрийских образований Дзиркульского массива и Главного Кавказского хребта дает Кузнецову основание [1 457а] считать, «что Дзиркульский массив еще во время нижнего палеозоя (а может быть и позже) представлял единое в геологическом смысле целое с той кристаллической платформой, которая теперь составляет ядро Главного хребта и обнажена кое-где на его северном склоне». Это дает основание думать, что в конце докембрийской эры Кавказ представлял единое целое с Восточноевропейской плитой и, что геосинклинальный прогиб здесь развивался лишь в кембрийское время.

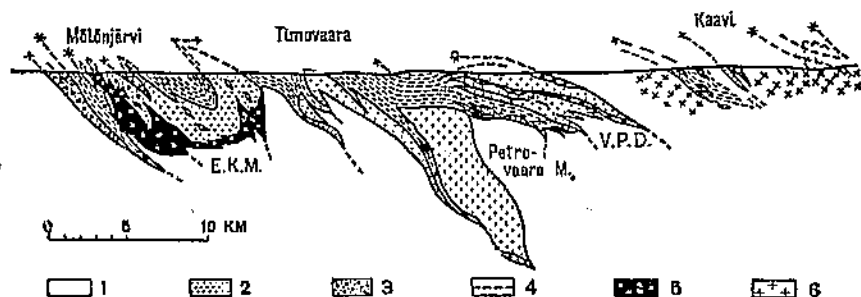


Рис. 6. Схематический разрез в восточной Финляндии (по Вегману из Седергольма [260]).

1—гнейсы-граниты, 2—кварциты каледонской зоны, 3—кварциты ятулийской зоны, 4—филлиты и слюдяные сланцы, 5—велопамятные породы, 6—молодые граниты.

Замечательно, что к аналогичным заключениям приходит Вублов также по отношению к каледонской горной области Норвегии и Англии [1 457б, стр. 214]. «По обеим сторонам (Каледонид), — говорит он, — лежит докембрийская плита, которая в пределах современных гор опускается на неизвестную глубину. Ничто не указывает, что до кембрия, или даже до силура, это опускание существовало; наоборот, повидному, можно доказать, что первоначально докембрийские массивы обеих сторон составляли единое целое».

Таким образом, является вполне возможным, что перед началом палеозойской эры Восточноевропейская плита значительно дальше простиралась на запад и на юг, нежели в более поздние времена.

Вулканическая деятельность. Внимательное изучение фактического материала показывает, что рассмотренные движения земной коры находятся в определенных, закономерных отношениях к вулканическим явлениям, имевшим весьма широкое развитие в докембрийское время. Мы видели выше, что в состав каждой из формаций, которые можно выделить в прибалтийском докембрии, входят кроме метаморфизованных осадочных также и метаморфизованные изверженные породы. Главная масса последних представляет эффузивные образования основного характера

и их туфы. Так как накопление осадочных пород, составляющих главную массу докембрийских формаций, происходило в условиях медленного опускания участков земной коры, аналогичного прогибанию геосинклиналей, то мы в праве сделать из этого вывод, что эти прогибания вообще сопровождаются эффузиями.

Что касается интрузий, то они совершенно закономерно приурочиваются к эпохам складчатости, эпохам горообразовательных движений. В таком возрасте интрузивных тел можно убедиться не только из их отношений к породам прорываемых интрузиями формаций и породам более молодым, но и из особенностей строения самих интрузивных тел. «Вследствие синтетектоничности интрузий со складкообразованием, — говорит Полканов [1 491], — всюду в массивах развивается гнейсовая или гнейсо-гранитовая фация пород, а благодаря абиссальным условиям кристаллизации широко распространены процессы аутометаморфизма, приводящие к образованию амфиболитовой фации этих гнейсов и амфиболитов, обладающих огромнейшим разнообразием отдельных типов пород для каждого комплекса».

Вторая закономерность, которая выявляется при изучении распределения вулканической деятельности во времени, касается последовательности образования основных и кислых пород. С полной отчетливостью при этом выявляется, что интрузии каждого периода складчатости начинаются основными и заканчиваются кислыми членами ряда. Очень хорошо это видно на исследованиях Полканова [1 491] по интрузиям саамской или послесвинойской эпохи. «В настоящее время, — говорит упомянутый автор, — можно выделить три интрузии этой эпохи, образовавшихся последовательно, начиная от более древних: 1) комплекс габбро-(норит-) амфиболитов, 2) комплекс гиперстеновых диоритов и, наконец, 3) комплекс олигоклазовых гранитов — нормальных гранитов».

«Интрузии эти, начавшись на юге, заканчиваются в более северных частях полуострова и образуют огромные, главным образом, согласные ареалы, или же антиклиналь-батолиты и силлы, возникшие одновременно со складчатостью (синтетектонически) и окруженные полями мигматитов (массивы олигоклазовых гранитов, главным образом).

Как общая для всей эпохи, так и замкнутая среди каждого массива дифференциация магмы идет от образования основных пород к кислым. Так, в комплексе габбро-амфиболитов установлена эволюция от пород пироксенитового состава через габбро-нориты до диорит-аплитов. В комплексе гиперстеновых диоритов наблюдалась эволюция от перидотитов через нориты до кварцевых диоритов (трондьемитов) и квардолитов или силекситов в одной ветви и до монционитовых и чарнокитовых пород в другой ветви. Наконец, в комплексе олигоклазовых гранитов эволюция идет от образования габбро (может быть пироксенитов и перидотитов) и до олигоклазовых кварцевых диоритов, гранодиоритов и, наконец, нормальных гранитов».

Отложение осадков. Нам остается коснуться в самых кратких чертах характера осадочных пород, отлагавшихся в докембрийскую эру. Здесь в первую очередь приходится подчеркнуть, что, поскольку мы можем в сильно метаморфизованном материале распознать первичные черты его, докембрийские осадки в очень многих отношениях близки к позднейшим. Большая часть докембрийских осадочных пород является отложениями водных бассейнов, причем среди них можно различить как породы обломочные, возникшие за счет разрушения участков суши, так и породы

химико-органогенные. К первым относятся те конгломераты, кварциты-фиаллиты, слюдяные и иные сланцы и парагнейсы, которые составляют главную массу докембрийских образований. Следует подчеркнуть, что уже среда древнейших, свонийских образований встречаются прослои галечников и что, таким образом, в ту чрезвычайно отдаленную эпоху, в которую происходило отложение материнских пород лепитовой формации, уже существовали текучие воды на суше, прибой на морском побережье и т. д. Многообразная и порой тонкая слоистость докембрийских отложений показывает, что условия их отложения не оставались постоянными и менялись так же, как это имело место в последующие эпохи жизни земной коры.

Особенное внимание привлекает к себе тонкая и правильная слоистость ботнийских фиаллитов, которую проще всего объяснить сезонными, по времени года, изменениями условий осаднения. Таким образом, мы получаем некоторые указания на характер климата ботнийского периода. Весьма большой интерес в этом отношении представляют те выводы в отношении климатических условий, которые делаются из изучения состава ботнийских слюдяных сланцев, аркозов и брекчий, состоящих из продуктах выветривания послесвонийских дисоритов. «Суб-аральное разрушение ботнийских и доботнийских пород, — говорит Вольф [1 505], — отвечает умеренно холодному, но влажному климату, среднюю температуру которого, судя по характеру продуктов выветривания, следует принимать около 10°».

К органогенным, химико-органогенным и обломочно-органогенным породам относятся известняки, доломиты, часть кремнистых сланцев и кварцитов, а также графитовые гнейсы, углистые сланцы и шунгит.

Едва ли возможно допускать, чтобы известковые породы образовались чисто химическим путем, и мы имеем все основания думать, что в их отложении должны были главную роль играть организмы, частью бактерии, частью известковые водоросли; нахождение в ботнийских и ятулийских породах остатков более высоко организованных животных показывает, что и последние также могли играть в образовании известняков некоторую и, быть может, не малую роль.

Широкое развитие графитовых гнейсов в тетерево-бугской группе, присутствие шунгита и углистых сланцев в ятулийской формации и углистых сланцев в верхних частях криворожской свиты показывают, что организмы играли немалую роль при образовании докембрийских пород не только своими скелетными частями или продуктами своей жизнедеятельности (известняки), но и органическим веществом своего тела. К сожалению, при современном состоянии наших знаний нельзя решить, на какого рода организмов происходит содержащееся в породах органическое вещество; породы эти могут представлять и образования континентальные типа угленосных свит последующих геологических периодов и морские — типа нефтеносных образований со свойственными последним горючими сланцами.

Весьма своеобразной, не образующейся, по видимому, в современных условиях, породой являются среди докембрийских образований полосчатые железистые кварциты, развитые у нас и на Кольском полуострове, и в области Воронежской глыбы, и в Азовско-Подольском шите. Вопрос о их генезисе неоднократно уже рассматривался в литературе [204], причем большинство геологов склоняются к тому, что кварциты образовались в результате периодического осаднения окислов железа и кремния

из коллоидальных растворов в морских бассейнах; условия, в которых может происходить такое осаждение, экспериментально изучены недавно S. Moore и J. Maupard [252]. Мои исследования заставляют думать, что первичными рудным материалом железистых кварцитов был сидерит.

Образование полезных ископаемых. Горные породы и связанные с ними скопления минералов в определенных условиях являются полезными ископаемыми, а потому образование последних теснейшим образом связано с образованием горных пород и подчиняется тем закономерностям, какие определяют образование последних.

Весьма многие из докембрийских пород, как осадочных, так и изверженных, являются прекрасными строительными материалами, из которых особой известностью пользуются граниты и габбро Украины, граниты и диабазы Припонежья, мраморы Карелии и др.; среди сланцев саксаганской свиты в Криворожском районе встречаются разновидности, употребляющиеся как грифельные и кровельные сланцы. Кварциты калевийских и атулийских пород Карелии и кристаллическо-сланцевой полосы Урала доставляют ценный материал для производства динаса.

Важнейшими и характернейшими полезными ископаемыми нашего докембрия являются железные руды. Колоссальные скопления железа заключаются в докембрийских образованиях в виде железистых кварцитов, которые выходят на поверхность на Украине в средних (Криворожский район) и восточных (Корсак-могила) частях Азовско-Подольского щита; кроме того, магнитометрические исследования показывают присутствие залежей железистых кварцитов в районе Кременчуга на Днепре и в бассейне р. Конки (район г. Орехова). В области Воронежского массива на доступной глубине кварциты прослежены от г. Шигров до г. Старого Оскола. Недавно обнаруженная магнитная аномалия говорит о присутствии магнетитовых кварцитов в верховьях Десны (Рогнединский район). Наконец, те же породы развиты и на Кольском полуострове и в Улутауских горах Казахстана. Сами железистые кварциты из-за низкого, сравнительно, содержания железа (35 — 45%) до сих пор еще не эксплуатируются, и основой украинской металлургической промышленности является разработка красного железняка, образующего среди кварцитов неправильной формы залежи. Кроме железистых кварцитов и связанных с ними залежей гематита, к типу осадочных месторождений принадлежат не разрабатываемые марганцево-железные руды Побужья на Украине и пластовые залежи красного железняка в районе Тулумозера в Карелии.

Другим характерным полезным ископаемым осадочных докембрийских пород Украины является графит, промышленные месторождения которого встречаются здесь среди графитовых гнейсов. В Карелии графиту отвечает пунгит.

С изверженными породами, именно с интрузивами, связаны бывают, обычно, месторождения тяжелых металлов. Обилие и мощность интрузий в наших докембрийских образованиях дает повод ожидать, что весьма ценные скопления этих металлов могут находиться и здесь, но приходится признать, что вопрос этот особенно для Карелии и Кольского полуострова еще весьма мало изучен. Полканов связывает на Кольском полуострове с интрузивами саамской эпохи образование многочисленных и мощных месторождений магнетитовых сланцев, которым другие исследователи приписывают осадочное происхождение. С теми же интрузивами

связываются месторождения сульфидов в районе Кольского и Кандалакшского фьорда, именно пирита и пирротина, содержащего заметную примесь никеля, меди, цинка и молибдена. Другие месторождения пирротина (Хибинь) могут быть связаны и с более молодыми (карельскими) интрузиями. Небольшие месторождения магнитного железняка и золота встречаются также среди кристаллических сланцев Урала; золотоносные кварцевые жилы распространены, кроме того, среди относимых к докембрию пород Кокчетавского района и гор Улу-тау в северо-восточном Казахстане. Наконец, следует отметить, что многочисленные негматитовые жилы, встречающиеся всюду в области распространения гранитов, нередко дают месторождения кварца, полевых шпатов и слюды. На Кольском полуострове привлекают к себе внимание мощные залежи гранатовых (альмадиновых) пород, содержащих большие запасы ценного абразивного материала.

На Кольском полуострове в Хибинах, кроме того, существуют колоссальные месторождения апатитов, образование которых связано, по видимому, с верхнепалеозойскими интрузиями.

Общие замечания. Несмотря на то что из истории докембрийской эры до нас дошли только немногие трудно расшифровываемые обрывки, все же из них можно извлечь некоторые материалы для решения поставленных во введении общих вопросов.

Прежде всего приходится признать, что в противоположность утверждениям Борисяка у нас, на основании имеющихся фактов нет оснований думать, что в докембрийское время в земной коре не существовали геосинклинального типа участки, и чтобы в это время «вся толща континентального слоя собиралась в складки». Наоборот, мощность и типы осадков, характер вулканической деятельности и выдержанность простираний докембрийских складчатых сооружений—все говорит за то, что в докембрийскую эру аналоги позднейших геосинклиналей существовали, и что к этим участкам в основном приложима та характеристика геосинклиналей, которая дана в приведенных выше словах Бубнова.

Второй исключительно интересный и важный вывод, который приходится сделать на основе имеющегося материала, заключается в том, что у нас по существу нет доказательства того общепринятого положения, по которому примыкающие к Восточноевропейской докембрийской плите палеозойские геосинклинали унаследованы от докембрийского времени. Вполне возможно, что они возникли в конце последнего или даже в начале палеозоя на тех местах, которые перед этим носили характер плит.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Породы кембрийской системы в пределах изучаемой нами области еще очень мало исследованы. Если кембрийский возраст пород, развитых по побережью Финского залива, был установлен уже очень давно, то доказательства присутствия кембрийских образований в пределах горных хребтов получены лишь за самое последнее время, и в большинстве случаев они обнаружены здесь пока лишь в отдельных пунктах. Между тем становится все более и более ясным, что главная область распространения кембрийских образований лежит в пределах горных сооружений, где они до сих пор, в огромном большинстве случаев, не выделены еще из толщ пород, относимых к палеозою ближе не определенного возраста и к докембрию. В районе Восточноевропейской плиты, по крайней мере там, где древнепалеозойские отложения доступны для изучения, кембрий, наоборот, пользуется весьма малым развитием.

Восточноевропейская плита

Вполне доказанным присутствие кембрийских отложений на Восточноевропейской плите является только для южного склона Балтийского щита. Здесь кембрий выходит узкой полосой в основании уступа («глинта»), который тянется по южному побережью Финского залива и Ладожского озера.

Знанием прибалтийского кембрия мы обязаны, главным образом, работам Шмидта и Миквица [273, 274, 277, 276, 272, 275, литературу см. 209, 278, 1550, 1551, 1552, 1516].

Весьма слабо наклоненные на юг слои кембрийских отложений залегают в Прибалтийской области на размытую поверхность гранитов и гнейсов Балтийского щита, которые в Ленинграде залегают на глубине около 200 м. Нижним членом кембрийских пород является так называемая «слипая глина», достигающая в Ленинградском районе 215 м мощности. В нижней части ее встречаются прослои песчаников, а в основании даже конгломераты. В некоторых случаях эти прослои грубообломочного материала встречаются в толще глины до высоты 75 м над основанием, в других же сосредоточиваются лишь в самых нижних частях их. Типичная «слипая глина» чаще имеет серовато-зеленую или серовато-голубую окраску; иногда встречаются темнокрасные разности, возникающие, повидимому, за счет перехода окрашивающих глину закисных соединений железа в окисные. Глина обычно не слоиста, но содержит прослойки песка и песчаника. Существуют, однако, и хорошо слоистые разности, в которых слоистость обуславливается существованием весьма тонких, повидимому, годичных прожилков органического сапропелевого вещества

(лампаритовая глина); из первичных морских минералов в синей глине встречаются глауконит и мелкие зерна пирита; кроме того, попадаются конкреции сферосидерита и иногда вкрапления свинцового блеска.

Ископаемые в ней крайне редки: встречаются глауконитовые ядра фораминифер, проблематические тельца «платисолепиты», представляющие, повидимому, членики стебля кристидей, мелкие раковины гастропод (*Hyolithes*) и головоногих (*Volborthella*), а также остатки трубчатых червей.

Некоторые из западноевропейских геологов [351, стр. 10] предполагают, что пизиние, грубообломочные горизонты толщи синей глины могут соответствовать спарагмитовой формации южной Норвегии, которая относится к так называемым эокембрийским образованиям и отделена от покрывающего ее пизиние кембрия легким несогласием. Насколько соответствует действительности такое мнение при невозможности подробного изучения нижних слоев синей глины, сказать трудно. Кембрийский возраст верхних горизонтов глинистой толщи достаточно доказывается присутствием *Volborthella* и *Hyolithes*.

Синяя глина покрывается «зофитовыми» песчаником небольшой мощности, менее 10 м; в нем встречаются *Medusites* и как крайняя редкость — трилобит *Olenellus mickwitzii*. Вверх порода эта переходит в кварцевый песчаник, без ископаемых, называемый «фукоидным» по аналогии с фукоидными песчаниками Швеции. Эти два горизонта удается выделить не всюду, и во многих случаях они, повидимому, совершенно отсутствуют.

Присутствие *Olenellus* достаточно определяет возраст эофитового песчаника, как нижнекембрийский. Среднего и верхнего кембрия в настоящее время в разрезах глыбы не имеется. Факт этот, как справедливо указывает Рютер [1553], нельзя, однако, рассматривать, как доказательство того, что море совершенно покинуло южный склон Балтийского щита уже в нижнекембрийское время. Против этого говорит нахождение в гальках песчаников, которые встречаются в основании нижнесилурийских слоев, остатков трилобитов среднекембрийского (*Paradoxides*) и даже верхнекембрийского (*Olenus*) типа. Из этого можно сделать заключение, что первоначально выше сохранившихся теперь нижнекембрийских пород залегали песчаные средне- и частью верхнекембрийские образования, которые были размыты в континентальную эпоху в самом конце кембрийского периода.

К югу от Финского залива небольшие выходы синей глины известны на р. Ловат, Полксте [40, 58, 1523] и Плюсе [1506] и, кроме того, кембрийские глины и пески достигнуты буровыми скважинами у дер. Равашчи в области подземного палеозойского вала Полесья [15224]. Возможно, что часть этих выходов представляют только огромные отторженцы, принесенные ледником. Подробнее мы будем говорить о них в главе о четвертичных отложениях и при рассмотрении тектоники плиты (главы XIV и XV).

Область палеозойских горных сооружений

Урал

На крайнем севере Уральской горной системы, на Новой Земле обнаружены породы, содержащие фауну пограничных горизонтов между кембрием и силурием; эти *озарские* слои будут рассмотрены в сле-

дующей главе. Настоящие кембрийские отложения открыты недавно на южном Урале в бассейне р. Сакмары в окрестностях дер. Кидрясово; они представлены здесь известняками с археоциатами, указывающими на принадлежность содержащих их пород к среднему отделу системы. Возможно, что к тому же возрасту принадлежат известняки в окрестностях Тирлянского завода [1 530]. По Дингельштедту [1 556a], породы, которые могут относиться на южном Урале к кембрию, состоят из кварцитов, хлоритовых и серпичитовых сланцев, известняков и доломитов.

Казанская складчатая страна

Присутствие кембрийских отложений в этой стране доказано Мейстером для хребта Чивгиз [1 531, 1 532, 1 538]. Они представлены здесь мощной толщей глинисто-кварцитовых, роговиковых и филлитовых сланцев, к которым присоединяются рассланцованные порфиристы и порфиры. Нередко встречаются линзовидные прослои известняков, частью богатых ископаемыми. В известняках встречены были представители как среднекембрийской, так и верхнекембрийской фауны; к первым относятся трилобиты *Agnostus brevifrons* Aug., *A. fallax* Linners, *Anomocare* cf. *convexa* Walc., *Conocoryphe venusta* Sal. (?), а ко вторым *Archaeocyathus meisteri* Vol., *Orthoceras* (?) *antiquus* Vol., *Marpolia* (?) *tschingisa* Vol., *Syringopora* и др. Кассин [1 472] предполагает, что кембрийские образования широко распространены в восточном Казанетате и имеются в хребте Акча-тау, в Экибастузском районе, по р. Чидерты и Уленте, в Кокчетавских горах и в Прибалхашье.

Тянь-шань

В Тянь-шане кембрийские породы входят в состав описанной в предыдущей главе свиты сланцев, песчаников и кристаллических известняков, залегающих между кристаллическими сланцами и филлитами докембрия и верхнесилурийскими породами [263, 264, 265, 267].

В Алайском хребте, в районе Тюя-Муюнского радиового рудника в кремнистых сланцах Комишаном найдены мелкие брахиоподы родов *Acrotreta*, *Acrothale* и *Lingulella*, а из трилобитов *Anomocarella*. Более подробно известно нам строение кембрийских отложений центральных частей Туркестанского хребта. По Марковскому [265], под нижнесилурийскими песчаниками и сланцами по р. Рабут здесь залегают толщи темных глинисто-слюдистых сланцев с прослоями известняка, общей мощностью около 750 м. В нижних горизонтах свиты встречаются археоциаты, относящиеся к семействам *Archaeocyathidae* и *Coscinoscyathidae*, что доказывает принадлежность содержащих их пород к нижнему кембрию. В известняках средних горизонтов встречаются многочисленные остатки мелких трилобитов и реже брахиопод и гастропод; из трилобитов мы назовем *Dorypyge richthofeni* Dam., *Agnostus fallax* Linz., *Anomocarella*, *Ptychoparia*, а из брахиопод — *Acrotreta*. Горизонт этот, очевидно, соответствует кремнистым сланцам Тюя-Муюнского района и, подобно последним, принадлежит среднему кембрию. В верхних частях сланцевой толщи ископаемых найдено не было.

Алтай

На Алтае несомненные кембрийские отложения в виде светлых известняков с археоциатами обнаружены в бассейне Катунь в верховьях реки Ак-Саусканды, притока Сумульты, и по реке Сарасе [1 525,

1 484, 1 482, 1 485, 1 483]. Кроме того, Нехорошев отнесит к кембрию также оригинальные черные вулканические известняки, частью переслаивающиеся с кремнями, частью же переходящие в кремни. «Последние, — говорит Нехорошев [1 482], — в значительной мере несомненно синтетического происхождения; тонкое, листовое переслаивание известняка с кремнем, постепенно переходящее в чередование слоев известняка и кремня и, наконец, в чередование мощных пачек кремня и известняка, трудно объясняется одним последующим замещением. Несомненно, конечно, что имеются и вторичные кремни, и нередко приходится наблюдать, как пласт известняка по простиранию переходит в кремень совершенно незаметно, сохраняя видимую структуру известняка».

Салаир, Саяны, Кузнецкий Ала-тау

В пределах Салаира наличие кембрийских отложений прочно установлено благодаря нахождению в большом числе пунктов многочисленных археоциат. Сводки по кембрию Салаира мы еще не имеем, литературу же можно найти в работах Чуракова [269], Яворского и Бутова [1 549]; в нашем списке к древнейшим породам Салаира, часть которых принимается рядом исследователей за докембрийские, относятся № 268, 269, 271, 1 520, 1 528, 1 519, 1 535, 1 536, 1 537.

В южном Салаире и прилежащем к нему с востока Бийском массиве древнейшими породами, по Кузьмину [1 528], являются мощные толщи аналогичных алтайским черных, темносерых и реже белых битуминозных известняков с прослоями кремнистых пород (микрокварциты); известнякам подчинены темные глинистые сланцы, порфирионды и диабазы. Породы эти Кузьмин и Чураков относят к докембрийским образованиям. За известняками вверх следуют толщи песчаников, переходящих в конгломераты, и глинистых сланцев, чередующихся с потоками и покровами кератофиров и диабазов. Заканчиваются кембрийские отложения на юге, по Кузьмину, известняками среднего кембрия с археоциатами. Палеонтологически охарактеризованные среднекембрийские известняки прослеживаются почти вдоль всего восточного склона хребта на границе с Кузнецким бассейном.

«Развитые по северо-восточному склону Салаира кембрийские отложения, — говорят Яворский и Бутов [1 549], — представлены мелкозернистыми мраморовидными известняками, чаще белыми с розовыми прожилками и пятнами, местами же серыми плотными известняками. Те и другие содержат в некоторых пунктах обильную фауну археоциат. Кроме того, они представлены также метаморфизованными глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками и нередко пересечены жилами изверженных пород». В окрестностях Гурьевского завода (на р. М. Вачат) Радугиным [1 537, см. также 1 549] описан интересный разрез, указывающий на присутствие здесь не только среднего, но и верхнего кембрия. Под обычными светлыми известняками здесь залегают красноватые известняки с примесью туфогенного материала, содержащие плохо сохранившиеся остатки трилобитов и водоросли. Выше следует мощная до 1 000 м толща туффилов, туфо-брекчий, глинистых сланцев, песчаников, конгломератов, перемежающихся с покровами порфиринов. Эти туфогенные породы, в свою очередь, покрываются светлыми, частью красноватыми известняками, содержащими остатки трилобитов, указывающих на верхний кембрий (*Agnostus*, *Iliaenurus* и др.). Кембрийские известняки Салаира содержат местами многочисленные, прекрасно со-

хранившиеся остатки археоциат и водорослей, описанных в монографии Вологодина [1 520]. Я назову из них *Epiphyton fasciculatum* O h a m p., *Protopharethra deformis* V o l., *Spirocylathus Iavorskii* V o l., *Loculicylathus Tolti* V o l., *Coscinoacylathus dianthus* B o r n., *Archaeocyathus salebrosus* V o l., *A. intracostatus* V o l., *Ethmophyllum karagani* V o l., *Tercyathus duplex* V o l., *Rhabdocylathus tubexlernus* V o l.

О кембрийскими образованиями Кузнецкого Ала-тау нас знакомят работы Чуракова [1 542, 1 498, 269], Важенкова [1 507], Кузьмина [1 527, 1 463], Толмачова [1 539], Тюменцева [1 540], Усова [1 541], Эдельштейна [1 499, 1 545, 1 544].

Судя по всему, древние свиты Ала-тау имеют очень большое сходство с салаирскими. Наибольшим распространением и здесь пользуется весьма мощная толща известняков, большая часть которой Чураковым, Кузьминым, Тюменцевым, Обручевым относится к докембрийским образованиям.

«Весьма характерным членом известняков, — говорит Эдельштейн [1 499], — являются черные, пропавшие узорчатой сетью прожилков нальцита кристаллические известняки, издающие при ударе сильный запах H_2S (вообще известняки). Такие известняки то тонкослоистые, то массивные но приурочены, однако, к какому-нибудь определенному горизонту разреза, а встречаются на различной высоте. Наряду с ними встречаются часто, особенно в верхних горизонтах, грубо и мелко-оолитовые известняки большей частью серой окраски, массивные долонитивированные известняки светлосерого с рововатыми пятнами и разводами или желтоватого цвета». В этих светлых, массивных известняках верхних частей толщи во многих местах встречены были археоциаты, в то время как нижние горизонты ее, повидимому, всегда бывают лишены ископаемых, почему они и относятся Чураковым и другими к докембрийским образованиям. Весьма характерной особенностью нижних горизонтов известняковой толщи, получивших от Чуракова название *енисейской свиты*, является присутствие кварцитов, которые местами переслаиваются с известняками в виде пластов, достигающих нескольких сот метров мощности [1 540]. Местами известняки переслаиваются с туфами и сланцами. Другим характерным отличием известняковой свиты является обилие в ней жил и далик различных основных (диабазов, габбро, диорит-порфиров) и реже кислых пород (гранит-порфиров, кварцевых и бескварцевых порфиров, кераатофиров и пр.).

По наблюдениям Кузьмина [1 527], в бассейне р. Лебеди, правого притока Бии, известняковая толща подстилается толщей обломочных пород, представляющей «зеленовато-серыми, зеленоватыми, темными до черного цвета граувакками, песчаниками и зеленовато-серыми, темными и черными (шиферными) сланцами, иногда окремнелыми. Породы эти, как и покрывающие их известняки, прорваны многочисленными жилами основных и кислых пород.

В палеонтологическом отношении известняковая свита еще плохо характеризована; Эдельштейн в окрестностях сел. Верхняя (Сухая) Ерба вместе с археоциатами (*Spirocylathus*) находил брахиопод, трилобитов и др. «Из брахиопод в районе Сухой Ербы встречены *Nisusia (Jamesella)* cf. *Spencei* W a l c. (встречается в среднем кембрии Айдаха) и *Kutorgina cingulata* B i t t., известная из нижнего кембрия Сибири и Америки. Из трилобитов имеются *Dorypyge* sp. n., близкий к *D. Stankowskii* S c h m i d t из торгошинского известняка, затем форма очень близкая, если не идентичная с *Solenopleura (?) sibirica* S c h m. из торгошинского известняка, представители родов *Ptychoparia*, *Agraulos* и, быть может, новый род, близкий к роду *Batchyuriscus* M e e k.» [1 544].

Покрывается известняковая свита толщей обломочных и вулканогенных пород, которая получила от Чуракова название *кутень-булуской свиты*. «Выше известняковой, — говорит Эдельштейн, — следует серия пород, залегающая согласно с предыдущей и отличающаяся от нее, главным образом, литологически; в различных местах она выражена литологически неодинаково. Местами она состоит преимущественно из зеленоватых и глинистых сланцевых песчаников, переслаивающихся с туфами и покрывами пород диабазовой магмы и с подчиненными прослоями то плотных темных, лишенных окаменелостей известняков, то более светлых массивных и слоистых; местами она почти нацело состоит рассланцованными диабазами, туфами и туффитами и пластообразными массами древних лав диабазовой магмы (спениты, мандельштейны) с редкими пропластками кристаллических

известняков. Между этой серпией и нижележащей известняковой следов резкого континентального перерыва не наблюдается, хотя местами (например, на р. Сон) она содержит конгломерат с галькой кремнистых сланцев и кристаллических известняков».

Иначе рисует себе соотношения описанных пород Чураков. По мнению этого геолога, нижняя известняковая свита, которую он называет енисейской и относит к докембрийским образованиям, складывается лишь черными слоистыми известняками с прослоями и линзами кремнистых пород и с дайками диабазов. Над этими известняками непосредственно залегает кутень-булукская свита, также лишенная ископаемых и относящаяся к докембрию. Что же касается светлых, неслоистых известняков с археоцитами, то, по представлениям Чуракова, они залегают на докембрийских породах резко несогласно и трансгрессивно, покоясь то на кутень-булукской, то непосредственно на енисейской свите. Такую же последовательность пород принимает и Тюменцев [1 540], но он кутень-булукскую свиту относит к нижнему кембрию и полагает, что она налагает на енисейскую несогласно и имеет даже свое простирание, нежели последняя.

Весьма широко распространены, повидимому, кембрийские образования в Западных Саянах [268, 269, 271, 1496, 1508, 1509, 1507, 1513, 1545, 1546, 1510, 1511, 1512]. Лучше всего изучены они в юго-западной, лежащей по левую сторону Енисея части гор работами Баженова, который в последней своей статье говорит следующее [1 511]:

Западная часть Саян «сложена преимущественно метаморфизованным нижним палеозоем — кембрием и нижним силуром и, в меньшей степени, средним палеозоем — верхним силуром».

«Кембрий проходит широкой полосой вдоль южной и, особенно, вдоль северной границы Западного Саяна. Северная полоса сложена тремя толщами, имеющими каждая отличный литологический состав и фауну».

«Нижняя толща сложена мощными эффузивами, конгломератами и туфowymi песчаниками и сверху — известняками с обильной фауной, определенной А. Г. Вологдиным: *Sayanocyathus Bagenovi* gen. et sp. nov., *Cyclocyathus tersiensis* Vol., *Coscinoxyathus dianthus* Born, var. *tersiensis* Vol., *Loculicyathus Tolli* Vol., *Coscinoxyathus convexus* sp. nov., *C. subtilis* sp. n., на основании чего он относит эту толщу к нижнему кембрию».

«Кроме того, К. В. Радугиным установлены из брахиопод *Bagenovia sayanica* n. gen. et sp. и из строматопор *Corovinella sibirica* n. gen. et sp., *Rosenellina Bagenovi* n. gen. et sp.». О. К. Полетаевой определены трилобиты *Dorypyge sayani* n. sp., *Dorypyge* sp., *Olenoides*, *Ptychoparia*, *Solenopleura* с возрастом нижнего и, возможно, низов среднего кембрия.

«Средняя толща кембрия имеет удивительно монотонный литологический состав на протяжении более 200 км по простиранию, будучи сложена, главным образом, зелеными полевошпатовыми песчаниками, в меньшей мере аргиллитами и очень редкими и маломощными известняками. В известняках обнаружена редкая и своеобразная фауна археоциат, брахиопод и одной губки».

«Верхняя толща кембрия в восточной части сложена зелеными метаморфическими сланцами, песчаниками, эффузивами, мощными известняками и кремнистыми породами, значительная часть которых произошла за счет окремнения известняков и других пород. Мощность ее 2,5 — 3 км. В известняках обнаружена очень редкая фауна археоциат и трилобитов; среди последних О. К. Полетаевой установлены *Solenopleura sibirica* Toll, *Dorypyge Stalkovski* Sch m. var. *sayani*, *Ptychoparia*, на основании чего толще приписывается возраст среднего кембрия».

Недостаток палеонтологического материала не позволяет провести точную параллелизацию этого разреза с разрезом Кузнецкого Ала-тау, но все же возможно думать, что описанная толща не выходит из пределов енисейской свиты Чуракова.

Для познания кембрийских отложений западной, прилегающей к Кузнецкой котловине части Восточного Саяна весьма важное значение имеет разрез у с. Торгошино, близ Красноярска на Енисее, неоднократно привлекавший к себе внимание [1 520, 1 526, 1 529, 1 514, 1 515, 1 521, 1 534, 1 543, 1 554].

Согласно последним исследованиям Кузнецова [1 526], здесь можно выделить три свиты. Нижняя из них представлена, главным образом, «зеленокаменными» основными афлитовыми диабазами, темнотемными и иногда серо-зелеными пикритовыми порфиритами, которые изобилуют крупными выделениями авгита среди совершенно хлоритизированной основной массы, диабазовыми и порфиритовыми туфами, среди которых иногда появляются горизонты туфовых песчаников и нетолстые прослои серых кристаллических известняков, иногда оолитовых». Среди этих пород встречаются, кроме того, небольшие интрузии габбро. Мощность свиты не менее 2 000 м.

Бульвагенная свита покрывается мощной, в несколько тысяч метров «известняково-грауваккой свитой», получившей от Обручева название *енисейской*. Состоит она, главным образом, из серых и зеленовато-серых песчаников, иногда диагонально-слоистых; среди них нередко встречаются прослои глинистых, углистых и известково-глинистых сланцев и глинистых и битуминозных известняков и нередко кремнистых пород.

В верхних горизонтах количество прослоев известняка увеличивается; цвет его из черного переходит в светлый розоватый и, наконец, обломочные породы сменяются светлосерыми и розоватыми известняками, известными под именем *торгошских*; нередко известняки становятся доломитизированными и кремнистыми. Мощность известняков не выяснена, но она больше 500 м. Из органических остатков они содержат многочисленных археоциат: *Loculicyathus Tolli* Vol., *Archaeocyathus Born.*, *A. sibiricus* Toll., *Coscinoocyathus irregularis* Toll., *Rhaddocyathus sibiricus* Toll., а также трилобитов — *Dorypyge Stalkowskii* Sch m. и *Solenopora sibirica* Toll. Обручевым [1 534, 268] принимается, что торгошские известняки налегают на енисейскую свиту трансгрессивно и несогласно, но Кузнецов отрицает это, доказывая постепенность перехода от одной к другим и объясняя видимое несогласие дисграмоничной складчатостью.

Все описанные породы прорваны многочисленными дайками трахидолеритов, обычно называемых диабазами, и сиегит-порфирами.

Возраст торгошских известняков определяется указанными выше ископаемыми, как среднекембрийский.

Строение западных окраин Восточного Саяна, прилегающих к Минусинской котловине, вскрывается работами Булыничкова [1 517, 1 518], Яворского [1 548, 1 549], Эдельштейна [1 545, 1 547] и в особенности Вологодина [1 466, 1 465, 1 464, 1 522]. Краткие сводки можно найти в «Геологии Сибири» Обручева [269, 271] и в описании геологического строения Минусинской котловины и прилегающих местностей Эдельштейна [1 499, 1 546].

Древнейшим членом кембрийских образований и здесь является хорошо знакомая нам мощная, в 2 000 — 4 000 м, толща кристаллических известняков и мраморов различной окраски, от черной до розоватой, то слоистых, то массивных, рифовых; нередко встречаются оолитовые разновидности известняков и доломиты. Часто в породах наблюдается скопление черных кремней, а также вторичное окремнение, которое приурочивается к зонам особенно энергичного тектонического раздробления и к контактам с глубинными, а иногда и жильными породами. Ископаемые нижние горизонты известковой толщии лишены совершенно, в верхних же частях ее местами встречаются археоциаты и известковые водоросли, указывающие на среднекембрийский возраст содержащих их пород.

К верхнему кембрию условно можно отнести покрывающую известняки толщу метаморфических сланцев, достигающую в Кизир-Кавырском районе 2 000 — 3 000 м мощности. Налегает эта толща на предыдущую в общем согласно и связывается с ней переходным горизонтом, выраженным переслаиванием мраморов с хлоритовыми сланцами. Толща представлена слоями осадочного происхождения, равнообравными глинистыми, известково-глинистыми, известковыми сланцами, мраморами, метаморфическими песчаниками и конгломератами; местные наименования этих пород до степени кристаллических сланцев, хлоритовых и аспидных сланцев, филлитов, серицитовых, слюдяных, кварцево-слюдяных и прочих сланцев, а также

ороговикование объясняются явлениями интенсивного регионального метаморфизма толщ, местами же, кроме того, и контактового под влиянием преимущественно глубоких пород» [1 464].

Из ископаемых в рассматриваемых породах были найдены только трубчатые водоросли типа *Rhabdoporella*, встречающиеся также в хребте Чингиз-тау в Казакстане. Как и в других районах, кембрийские образования прорезаны многочисленными дайками диабазов и других изверженных пород.

Область кайнозойских горных сооружений

На Кавказе, по сообщению Герасимова [171, 261], близ Кисловодска в толще пород, доставивших ранее верхнесилурийскую фауну (см. следующую главу), недавно были найдены ископаемые, указывающие на присутствие озаркских слоев, которые считаются переходными от кембрия к силуру и будут рассмотрены нами в следующей главе. Присутствие настоящих нижнекембрийских пород, содержащих *Coscinoscyathus* и *Archaeoscyathus*, доказано для Закавказья. Названные ископаемые найдены в мраморах, заключенных среди толщ фyllитов, слюдяных, серицатовых, хлоритовых и пных сланцев, слагающих водораздельную область между бассейном Риона и Куры (Сумрагский массив). Породы эти прорваны розовыми микроклинно-ортоклазовыми гранитами и змеевиками [262, 1 457a, 1 555].

В последние годы возможность присутствия кембрийских пород установлена и для центрального Памира. Здесь, по описанию Юдина [1 500], древнейшими палеонтологически охарактеризованными породами является весьма мощная толща «сильно метаморфизованных и дислоцированных кварцито-серицатовых, хлоритовых, андалузитовых, ставролитовых, амфиболитовых сланцев, фyllитов с прослойками мраморов». В одном из таких прослоев найдены неясные остатки ископаемых, напоминающих, по мнению Вологдина, археоциат.

ОЧЕРК ИСТОРИИ КЕМБРИЙСКОГО ПЕРИОДА

Сведения, которыми мы располагаем относительно строения кембрийских пород, настолько скудны, что нарисовать, опираясь на них, сколько-нибудь ясную картину жизни изучаемого участка земной коры за кембрийский период не является возможным. Поэтому я остановлюсь здесь лишь на очень немногих вопросах, для освещения которых имеется хотя бы и не вполне достаточный материал.

Особенно мало имеется в нашем распоряжении материала по истории докембрийской плиты. На южном склоне Балтийского щита в настоящее время сохранились лишь самые нижние горизонты кембрийских пород, но изучение галек, встречающихся в основании нижнего силура, показывает, что первоначально здесь, по крайней мере в районе Ревеля, существовали также среднекембрийские и частично даже верхнекембрийские породы. То, что сохранилось теперь в разрезах, рисует картину вполне законченного осадочного цикла. Нижние песчаные и конгломератовые слои синей глины, очевидно, отвечают началу кембрийской трансгрессии и отлагались в тот момент, когда берег нижнекембрийского моря находился в непосредственной близости к современному Финскому заливу. Эпоха отложения главной толщи синей глины, когда на южном берегу Финского залива накоплялся лишь тонкий глинистый материал, соответствует максимуму трансгрессии. Береговая линия в это время отодвинулась куда-то довольно далеко на север, в пре-

делу Финляндия, в южных частях которой местами в трещинах докембрийских пород и теперь еще сохранились остатки нижнекембрийских песчаников. Эпоха образования эофитового песчаника, когда мы снова встречаем в интересующей нас области крупнозернистые обломочные породы, намечает начало регрессии; что же касается фукондного песчаника, состоящего почти из одних кварцевых зерен и лишенного ископаемых, то он может представлять уже донное образование. Таким образом, в конце нижнего кембрия море, повидимому, покинуло совершенно прибалтийскую часть СССР. В среднекембрийское время и в начале верхнего кембрия южный склон Балтийского щита, вероятно, еще раз был затоплен мелким морем, в конце же кембрийского периода вновь имела место регрессия.

Каковы были физико-географические условия в течение кембрийского периода в остальных частях Восточноевропейской плиты, сказать, за отсутствием фактического материала, чрезвычайно трудно. Отсутствие всяких следов кембрийских отложений по восточной окраине Балтийского щита, в области Воронежского и Азовско-Подольского кристаллического массивов как будто говорит за то, что эти части платформы или не были захвачены трансгрессией и представляли сушу, сложенную из остатков размытых до степи пенеплена докембрийских горных пород, или же покрывались мелким морем, отложившим небольшую толщу осадков, которые были впоследствии уничтожены.

Представляется в высшей степени вероятным, что Воронежский и Азовско-Подольский массивы были связаны в единый кристаллический щит, который продолжался далеко на восток, включая в себя также Ставропольскую и Устьуртскую подземную глыбу. Состояние области современной Восточнорусской впадины остается для нас еще совершенно непонятным; к вопросу этому мы будем иметь возможность вернуться позднее, в следующей главе.

В отношении области, расположенной в настоящее время между Восточноевропейской и Среднесибирской плитами, а также полосы кайнозойских горных сооружений, окаймляющих с юга Тянь-шань и Восточноевропейскую плиту, имеющийся в нашем распоряжении материал определенно говорит за то, что эта страна в течение среднего, а быть может и нижнего кембрия была занята морским бассейном, и что бассейн этот имел геосинклинальный характер. Неясным является в настоящий момент, к какому времени относится возникновение этого бассейна. Как указывалось выше, Чураков и другие, относя черные известняки Кузнецкого Ала-тау и соседних местностей к докембрийским образованиям, утверждают, что кембрий налегает на них несогласно. Другие авторы, признавая, что нижние, лишенные ископаемых горизонты известняковой толщи могут относиться к докембрию, принимают, что переход от них к палеонтологически охарактеризованным кембрийским отложениям совершается без всякого перерыва, совершенно постепенно. «У нас нет никаких указаний, — говорит Нехорошев [1 553], — что эти (нижние) толщи заведомо древнее кембрия, но их колоссальное развитие позволяет думать, что если не вся толща, то хотя бы часть ее — докембрийская. Никаких указаний на существование перерыва или несогласия между этой толщей и следующей мы пока не имеем. Эта толща составляет, повидимому, одно целое со всем комплексом, который смят каледонской складчатостью». Мы имеем здесь, таким образом, указание на то, что кембрийская геосинклинальная область в ее восточных частях унаследована

от докембрийской эры; доказанным это, однако, ни в коем случае считать нельзя, и решение вопроса приходится предоставить будущим исследованиям.

Геосинклинальный характер рассматриваемых участков земной коры вытекает, с одной стороны, из характера и мощности образовавшихся здесь пород, а с другой — из того, что породы эти испытали еще в древнем палеозое весьма энергичные дислокации.

Точно определить мощность кембрийских пород в различных частях геосинклинального района мы, по недостатку материала, не можем, но некоторое представление о порядке этих мощностей дают нам наблюдения Вологутина по западной окраине Восточного Саяна. Толща известняков и мраморов, образующая нижнюю часть кембрийских отложений, оценивается им в 2 000 — 4 000 м, а покрывающая известняки свита сланцев в 2 000 — 3 000 м; таким образом, общая мощность кембрийских образований получается порядка 4 — 7 тыс. м. В Западном Саяне, где Баженов подразделяет кембрий на три свиты, мощность верхней из них определяется им в 2 500 — 3 000 м; порядок цифр здесь получается тот же самый. Вполне очевидно, что образование таких грандиозных толщ осадков возможно лишь при условии постепенного, длительного прогибания коры, а это, как известно, является одним из наиболее характерных свойств геосинклиналей. Особенно бросается в глаза мощность саянских кембрия, если сравнить ее с мощностью кембрийских отложений южной окраины Балтийского щита, которые имеют толщину максимум в 200 — 225 м.

Переходя к составу пород, характеризующих геосинклинальные области, приходится прежде всего отметить, что у нас не имеется еще материала для суждения о фациальных изменениях докембрийских образований в различных районах, но намеки на такие изменения существуют. Заслуживает внимания, что в пределах складчатой страны Казахстана, на Урале и в Средней Азии среди древнепалеозойских пород не указываются те огромные толщ известняков, которые характеризуют окраины Кузнецкой и Миусинской котловин. Возможно поэтому думать, что особое развитие известняков с археоциатами, которое характеризует горные хребты Западной Сибири, свойственно лишь тем участкам геосинклинальной области, которые примыкали к Среднесибирской платформе; в остальных частях ее, возможно, преобладало принадлежало терригенным осадкам.

Характерной чертой кембрийских геосинклинальных образований является присутствие среди них излившихся вулканических пород, преимущественно основных, и их туфов. Отсутствуя на плите, вулканические породы распространены, повидимому, во всех районах, где кембрий испытал энергичную складчатость. Никаких подробностей об изверженных породах кембрийской системы мы, к сожалению, не знаем.

Для суждения о движениях коры, которые имели место в кембрийских геосинклиналях, нам приходится базироваться на тех чрезвычайно скудных сведениях, которые имеются о стратиграфии кембрийских образований Кузнецкого Ала-тау и соседних местностей. Имеющийся фактический материал показывает, что физико-географические условия в этой области в течение кембрийского периода не оставались постоянными и, наоборот, очень сильно менялись. Начало периода как будто характеризуется отложением огромных толщ чистых известняков, что указывает на удаленность береговой линии и медленное прогибание дна бассейна.

За этим следует эпоха мощных излияний пород основной магмы, следы которых мы наблюдаем в виде мощных покровов порфиров и нагромождения вулканических туфов. К этой же эпохе относятся и образование обломочных пород — глинистых сланцев, песчаников и конгломератов; известняки, повидимому, в эту эпоху отлагались лишь местами. В конце кембрия, повидимому, в отдельных местностях вновь имело место накопление известковых осадков.

Смена известняков вулканогенными и обломочными породами приводит Нехорошева [1 553] и Володина [1 464] к заключению, что в конце кембрия имела место фаза тектонических движений, которую последний из названных авторов называет *восточносибирской*; по мнению Володина, мы имеем здесь, однако, дело не со складчатостью в обычном смысле этого слова. «Появившись, быть может в результате накопления мощных осадков, напряжения в слоях земной коры, — говорит он, — разрядились не столько складкообразованием, сколько радиальным смещением и расколами; они открывали пути для выхода на дневную поверхность магматических потоков, излияния которых местами, особенно вначале, долго чередовались с нормальными морскими осадками». Кузьмин [1 528] и в особенности Чураков [269, 1 496] видят в рассматриваемой фазе дислокаций настоящую складчатость, называемую ими *салаирской*; Чураков связывает с нею интрузии гранитов.

Мне лично кажется, что существование салаирской фазы складчатости вполне доказанным считать еще нельзя, так как разрезов, в которых бы наблюдалось непосредственно несогласие налегание верхнего кембрия или нижнего силура на среднекембрийские слои пока еще не описано. Косвенных доказательств этого, однако, имеется целый ряд. Сюда относится прежде всего смена известняков мощными толщами обломочных пород, что указывает на появление в соседних областях обширных и возвышенных участков суши. Об этих поднятиях говорит далее, если не полное отсутствие, то по крайней мере большая редкость выходов верхнекембрийских образований в Салаирско-Саянской области. Накопец, весьма серьезным наведением является верхнекембрийская регрессия на Русской и Сибирской плитах, так как из дальнейшей истории нашей страны мы увидим, что регрессии на плитах обычно происходят в эпохи горообразовательных движений в геосинклинальных областях.

Существуют некоторые факты, указывающие на то, что складчатость салаирской фазы могла иметь место и вне рассматриваемой сейчас области. Так, в северных дугах Тянь-шаня и Чу-Илийских горах и в Таласском Ала-тау [279, 280] палеозойские песчаники и известняки налегают на подстилающие их более древние породы с резко выраженным несогласием. То же самое указывается для окрестностей Тирлянского завода на западном склоне Южного Урала, где несогласие, впрочем, является, вероятно, тектоническим.

Накопившийся за последние годы материал дает возможность внести очень большие изменения в палеогеографическую карту Евразии для кембрийского периода. Основываясь на отсутствии сведений о нахождении кембрийских пород на всем пространстве между Балтийским щитом и Среднесибирской платформой, геологи обычно принимали, что вся эта огромная площадь представляла в кембрийский период сушу; об этом говорят нам карты в работах Арльдта [1 556], Архангельского [1], Вульова [15], и только в недавно вышедших учебниках Борисяка [1 449] и Мазаровича [1 452] участок суши сокращен до размеров Восточноевропейской плат-

формы. Приходится признать, что даже и такие представления являются очень плохо обоснованными. В самом деле, принимая, что море в течение кембрия на Восточноевропейской плите отсутствовало, мы основываемся исключительно на отсутствии кембрийских отложений в области Азовско-Подольского и Воронежского массивов и также на восточной окраине Балтийского щита. При этом не учитывается, что кембрийские породы могли быть здесь нацело уничтожены; что касается района Восточно-русской впадины, то ее состояние в кембрийский период остается для нас совершенно неизвестным. Таким образом, не исключена возможность, что область суши в Восточной Европе необходимо еще более сузить, нежели это указано на карте Борисяка.

Общие замечания. Как мы мало знаем мы историю кембрийского периода, все же для него начинает выясняться разница в строении и движениях земной коры в области докембрийской плиты, с одной стороны, и в области палеозойских горных сооружений Кавказа, западной Сибири и Средней Азии — с другой. Южная окраина Балтийского щита, где нам известен кембрий на плите, испытывала плавные медленные колебательные движения, повидимому, небольшой амплитуды. Нет никаких указаний на то, чтобы под влиянием этих движений возникали какие-либо резкие неровности рельефа или глубокие расколы земной коры, позволявшие проникнуть на поверхность магмы, или какая-либо дислокация ранее отложившихся кембрийских пород. Совершенно иное имеет место в области будущих палеозойских горных сооружений. Вертикальные движения здесь имели очень большую амплитуду. С ними связывалось образование более или менее крупных возвышенностей, разрушение которых давало массы обломочного материала; накопление мощных толщ обломочных и вулканогенных осадков говорит, что параллельно с образованием положительных шло также и формирование отрицательных элементов рельефа — впадин. С тем же движениями связывалось, очевидно, и образование трещин, по которым на поверхность поднимались магматические продукты. Последние должны были участвовать в образовании обломочных осадочных пород как непосредственно путем падения пепла в осадки, так и при разрушении механическим путем продуктов извержений. Вследствие этого состав осадочных пород в рассматриваемой области должен был отличаться от его состава на склонах Балтийского щита. Если еще в конце кембрия действительно имело место то сложное явление, которое мы имеем обыкновенно обозначать термином «складчатость», то это еще более подчеркнуло бы глубокие различия, которые имеют место между двумя сравниваемыми областями.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Породы силурийской системы известны нам гораздо лучше, нежели кембрийской. Это зависит, с одной стороны, от большей их распространенности, а с другой, от меньшей степени дислоцированности и метаморфизации; последнее относится, конечно, к области торных хребтов. Кроме Прибалтийской области, силур известен на северном побережье Кольского полуострова, на Канине полуострове, в северных частях Тимана по юго-западной окраине Азовского-Подольского докембрийского массива, на Днепре, во всех палеозойских горных сооружениях, на Кавказе и в Памиро-Алайской горной системе.

Восточноевропейская плита

Южный склон Балтийского щита

В Прибалтийской области силурийские отложения с наибольшей полнотой развиты в Эстонии, где имеется полная серия пород как нижнего, так и верхнего отдела системы. В советских пределах развиты только нижнесилурийские образования, прикрытые непосредственно красными песчаниками девона. Породы эти тянутся довольно широкой полосой вдоль южного берега Финского залива, образуя здесь уступ глинта, переходят затем на южное побережье Ладожского озера и восточнее р. Сяси выклиниваются. Вследствие слабого наклона слоев на юг реки, впадающие в Финский залив и Ладожское озеро, на коротких расстояниях вскрывают мощную толщу силурийских отложений и позволяют легко выяснить последовательность их напластования. Особенно хорошо разрезы силура по р. Цоцовке, близ Ленинграда, и в низовьях Волхова и Сяси.

Основными литературными источниками по прибалтийскому силуру являются работы Мурчисона, Шмидта, Бока и Ламанского (главнейшая литература [38, 209, 273, 275, 276, 277, 278, 291, 294, 302, 303, 306, 309, 314, 325, 326, 327, 344, 347, 348]).

Обилие ископаемых, которые частью превосходно изучены Шмидтом, Миквицем, Ламанским и др., позволяет подразделить силур южного склона Балтийского щита на длинный ряд горизонтов. Шмидтом для последних предложены буквенные обозначения, начиная с В до К (К охватывает кембрий), но обычно их называют частью по руководящим ископаемым, частью же по географическим терминам.

Древнейшим горизонтом прибалтийского силура, относящимся к *треладокскому* ярусу английской стратиграфической схемы, является *унгулито-овольский* или *оболовый песчаник*, названный так по имени характерного для него ископаемого *Obolus apollinis* Eichw. Песчаник этот налегает на размытую поверхность подстилающих его пород, покоясь то непосредственно

на синей глине, то на зофитоновом, то на фукоидном песчанике; мощность его в углублениях поверхности подстилающих пород доходит до 20 м, на выступях же падает до 4—5 м. Песчаник кварцевый, рыхлый, белой, желтой или красной окраски с кремнистым, известковым, или глинистым цементом, переходящий часто в песок, нередко косвенно-слоистый с волноприбойными знаками. Порода преимущественно в верхних своих горизонтах содержит множество роговых скорлупок *Obolus apollinis* и других брахиопод (*Keyserlingia*, *Helmersenia*); местами раковинки раздроблены в мелкие кусочки. Нередко в унгүлитовом песчанике встречаются окатанные куски подстилающей его синей глины и песчаника, существование которых подчеркивает наличие перерыва между отложением унгүлитового песчаника и подстилающих его кембрийских пород; иногда обломков этих так много, что нижние слои песчаников переходят в конгломерат.

Над унгүлитовым песчаником располагается пласт глинистого, богатого органическим веществом сланца, содержащего *Dictyonema flabelliformis* Н. А. и реже *Obolus apollinis*; по присутствию первого из упомянутых ископаемых сланец получил название диктионемового. Мощность пласта сильно колеблется от 0,12 до 4 м; в пунктах наибольшего развития в нижней части сланцев встречаются прослои оболового песчаника. Диктионемовым сланцем отложения тремадокского яруса заканчиваются.

Породы следующего, аренизского яруса, к которому относятся так называемый глауконитовый песчаник и глауконитовый известняк, отделены от тремадокских также заметными следами перерыва. Глауконитовый песчаник (B_1 Ламанского) лежит на размытой поверхности диктионемовых сланцев и местами содержит окатанные куски последних. Песчаник богат зернами глауконита и имеет красновато- и желтовато-зеленую или темносерую окраску; нередко порода переходит в песок и часто содержит прослои зеленоватой глины; мощность горизонта невелика (до 1 м) и лишь в Эстонии достигает 6 м. Ископаемым глауконитовый песчаник обычно беден и содержит лишь брахиопод — *Obolus siluricus*, *Orthis*, но в верхней части его встречаются и трилобиты (*Triarthrus angelini* и др.).

Вверх песчаник переходит в «глауконитовый известняк» (B_{II} Ламанского), который внизу богат зернами глауконита, но сверху теряет его. Известняк имеет зеленовато-желтую и желтовато-серую окраску, а местами приобретает красноватый и фиолетовый цвет; мощность его в различных местах колеблется от 3 до 10 м. Кроме известняков, в состав горизонта вверх входят мергели и глины. Исследования Ламанского показывают, что глауконитовый известняк можно, исходя из фауны, подразделить на три зоны. Нижние слои известняка характеризуются *Megalaspis limbata* Sars et Boeck, *M. planilimbata* Apg., *Asaphus priscus* Lam., средние и верхние — другими видами рода *Asaphus* (*A. broeggeri* Dalman., *A. lepidurus*). Кроме этих трилобитов глауконитовый известняк содержит обильную фауну брахиопод (*Orthis parva* Pander, *Orthisina* и др.), наутиллоидей (*Endoceras*) и пр.

Следующий за глауконитовым известняком горизонт носит название ортоцератитового или вагинатового известняка (B_{III} Ламанского).

Мощность его колеблется, достигая местами до 12 м, но обычно бывает меньше. Ортоцератитовый известняк содержит обильную фауну

трилобитов, моллюсков, брахиопод, мшанок и др., характер которой показывает, что рассматриваемый горизонт лежит на границе аренбургского и лландильского ярусов английской схемы. Ламанский по трилобитам делит его на три зоны, характеризующиеся различными видами рода *Asaphus*: *A. expansus* D a l m. внизу, *A. ranciceps* D a l m. посредине и *A. eichwaldi* F. S. наверху. Кроме того, характерным ископаемым горизонта из цефалопод является *Endoceras vaginatum* Schlotth., от которого известняк и получил свое название. Чрезвычайно интересными являются отношения вагинатовых слоев к подстильным породам. Ламанский показал, что по мере движения с востока на запад они переходят трансгрессивно на более древние слои. Характерно, что в основном слои встречаются желвачки фосфорита.

К лландильскому ярусу относятся в нашей области эхиносферитовый известняк, кукерские, итферские и певские слои, представленные, подобно предыдущим, в главной своей массе известняками и частично доломитами и мергелями. Эхиносферитовый известняк имеет не менее 8—9 м мощности, но местами, на Волхове, повидному, сильно утолщается. Руководящим ископаемым среди богатой фауны горизонта служат *Echinospaerites aurantium* W a h l b.; из трилобитов характерными являются представители родов *Asaphus* (*A. devexus* E i c h w.), *Megalaspis*, *Cheirurus*, *Iliaenus* и др.; из брахиопод особенно важна *Sirophomena imbrex* P a n d., из наутилоидей *Lituites lituus* M o n t f.

Весьма большой интерес представляют кукерские слои, покрывающие эхиносферитовый известняк. Они состоят из известняков и мергелей с богатой фауной, руководящим представителем которой является *Chasmops odini*. Среди этих известняков залегают тонкие слои горючего сланца, «кукерсита», состоящего из остатков сине-зеленых водорослей [294, 325, 344, 348].

Над кукерскими слоями залегают итферские в виде известняков и мергелей, частью кремнистых, в которых нередко встречаются тонкие прослойки горючего сланца. Мощность итферских слоев около 16 м. Из ископаемых наичаще встречаются *Chasmops wrangeli* W i m., *Iliaenus jevensis* H o l m., *Orthosina emarginata* P a h l., *Orthos holmi* W y s., *Echinospaerites pirum* J k l. и др. [1 559].

Выше Асаткин [1 559] недавно выделил губковые слои, до 16 м мощностью, состоящие из известняков с конкрециями кремня, содержащими огромное количество остатков губок. Наконец, певские слои состоят из доломитов, достигающих 35 — 40 м мощности.

К последнему, карадокскому ярусу нижнего силура принадлежат по южному побережью Финского залива везенбергские, лигальские и боргольские слои, из которых в пределах СССР развиты, главным образом, везенбергские, состоящие из известняков и доломитов с тонкими прослоями мергелей; руководящим ископаемым здесь служит *Chasmops wesenbergensis*. Самые верхние слои нижнесилурийских отложений сохранились в Эстонии. В нижних частях их появляется заметное количество кораллов из родов *Heliolites*, *Favosites*, *Halisites*; сверху число их сильно увеличивается.

Общую мощность нижнесилурийских отложений в Эстонии Досс оценивает в 100 м. Немногом меньше (около 90 м) оказывается и мощность верхнесилурийских пород, которые в советских пределах отсутствуют и сохранились только в Эстонии.

Подробное рассмотрение этих образований не может входить в нашу

задачу, но вкратце мы на них остановимся, так как это делает более ясным последующее изложение. Верхнесилурийские отложения Эстонии можно подразделить на 4 основные стратиграфические единицы.

Нижний отдел их нередко называют «*бореальными слонами*». Состоит он из известняков и мергелей, богатых кораллами и брахиподами; среди последних характернейшей формой является *Pentamerus borealis*, по имени которого рассматриваемый горизонт и получил свое название. Следующий горизонт известняков, также богатый кораллами, характеризуется присутствием *Pentamerus esthonus* (эстонские слон). Оба эти нижние горизонта соответствуют лландоверскому ярусу Англии. Уинлоксскому ярусу отвечают так называемые *нижние эзельские слои*, состоящие из известняков, частью коралловых с *Favosites gothlandica* L., *Hali-sites catenularia* L., *Syringopora*, *Calamopora* и др., трилобитами (*Proetus*, *Bumastus*, *Cyphaspis*), брахиподами, цефалоподами и пр. Самый верхний ярус прибалтийского силура, отвечающий *лудловскому ярусу* Англии, составляют «*верхние эзельские*» слои, известные только на о. Эзеле и состоящие из известняков, доломитов и мергелей. Породы эти характеризуются присутствием крупных ракообразных (*Eurypterus fischeri* Eichw., *Leperdilia grandis* и др.) и пальцных рыб (*Tremataspis schrencki* и др.); количество кораллов здесь уменьшается.

К югу от Финского залива и Ладожского озера силурийские отложения в силу падения слоев на юг быстро исчезают из обнажений, опускаясь, по видимому, на большую глубину, так как скважина в Старой Руссе, имеющая около 200 м глубины, не достигла их. Вновь появляется силур близ Вышнего Волочка на северной оконечности Вышневолоцко-Новоторжского вала, а затем на р. Ловати и Раваничей. Во всех этих выходах обнажаются самые нижние горизонты силурийских пород до эхиносферитового известняка включительно. Возможно, что все выходы находятся не в коренном залегании и принесены сюда ледником [38, 40, 52, 58, 82, 296, 297, 1 523, 1 724].

Все описанные выходы силурийских отложений расположены на южном склоне Балтийского щита. На восточном склоне его силур отсутствует, и девонские отложения здесь непосредственно налегают на докембрийские образования.

Распространяются ли силурийские отложения в Подмосковную котловину и более восточные части Восточнорусской впадины, мы не знаем, так как наиболее глубокие буровые скважины здесь не достигли основания девона. В области Ворожежского горста, Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого кряжа силурийские отложения заведомо отсутствуют; вновь появляются они лишь на юго-западной окраине Азовско-Подольской кристаллической глыбы, в Подоллии.

Юго-западная окраина Азовско-Подольского массива

В Подоллии силурийские породы выходят узкой полосой по долине среднего течения Днестра и по его левым притокам; южнее они быстро исчезают под толщей меловых и третичных отложений.

Днестровские силурийские отложения известны, главным образом, по работам Малевского, Шмидта, Веплюкова и Ласкарева [66, 288, 310, 333, 334, 334, 345, 1 589]. Силур налегает здесь непосредственно на докембрийские граниты и подразделяется по петрографическим признакам на два отдела, из которых нижний состоит из обломочных пород — песчаников и глинистых сланцев, а верхний — известняками.

Точная последовательность слоев нижнего песчано-глинистого отдела их выяснена лишь в самые последние годы работами Выриковского [289] и особенно Ларина и Светозарова [1 574]. Силур налегает в Подолье непосредственно на докембрийские гравиты и начинается грубыми, иногда переходящими в конгломераты аркозовыми песчаниками до 40 м мощностью. За ними следуют глинисто-песчаные сланцы (около 60 м) и опять аркозы (15 м). Над этой аркозовой свитой залегает свита песчано-глинистых и глинистых сланцев с прослоями глинистых песчаников, достигающая 100 м мощности; в глинистых сланцах нижней части свиты залегают характерные крупные шарообразные конкреции фосфорита. Над сланцами залегает верхний, известняковый отдел подольского силура.

Ископаемые в подольском силуре встречаются лишь в известняках, и изучение богатой фауны последних показывает, что вся их толща принадлежит к верхнему силуру. Нижние горизонты известняковой толщи, содержащие прослои глинистых сланцев, характеризуются преимущественно брахноподами (*Atrypa reticularis*, *Leptaena transversalis*, *Pentamerus podolicus*, *Spirifer togatus*) и трилобитами (*Iliaenus*, *Calymene*, *Proetus*), которые позволяют сопоставить их с уинлоксским ярусом Англии. Средние части известняковой толщи, относящиеся уже к лудловскому ярусу, содержат слои, чрезвычайно богатые кораллами — *Favosites gothlandica*, *Halysites catenularia*, *Cyathophyllum podolicum*, *Syringopora*, *Cystiphyllum* и др.; из брахнопод характерны *Pentamerus vogulicus* V e r n., *P. optatus* и некоторые *Spirifer* (*S. schmidtii*). В самых верхних слоях известняков, содержащих прослои глинистых сланцев, число кораллов убывает, появляются гигантские ракообразные (*Eurypterus fischeri*) и панцирные рыбы (*Scaphaspis* и др.); из брахнопод характерны *Pentamerus galeatus*, *P. sieberi*, *Rhynchonella nympha*.

Наибольшее сходство верхнесилурийская фауна Подолья имеет с фауной прибалтийского силура, так что в общих чертах она принадлежит к северной фаунистической провинции Европы, типом которой является, как известно, силур Швеции и Прибалтийского края. На ряду с этим в подольском силуре имеется также и большое число представителей фауны южноевропейской, богемской провинции, которые на севере не встречаются, а также фауны уральской.

Область палеозойских горных сооружений

Северная окраина Балтийского щита. Кавий полуостров. Тиман

Целый ряд выходов силурийских пород имеется по северной окраине Восточноевропейской плиты. Сюда относятся прежде всего толщи конгломератов, песчаников с прослоями глинистых сланцев и доломитов, слагающая о. Кильдин и полуостров Рыбачий на северной окраине Кольского полуострова [290, 1 582, 1 592, 1 504, 1 573, 1 491, 1 479]. На Кильдине в доломитах были найдены остатки строматопоровидей — *Gymnosolen*, указывающие, по Яковлеву [290], на нижнесилурийский возраст этих пород. Отсюда известняки с *Gymnosolen* переходят на полуостров Канья [257, 346], где выше них сохранились и верхнесилурийские известняки с кораллами. Уинлоксские известняки с кораллами (*Favosites forbesi*, *Halysites catenularia*) и ракообразными (*Leperditia*) развиты также на северной оконечности Тимана, где толстые падающие слои их с резким несогласием налегают на древние серицитовые сланцы [139, 241, 304].

В системе Урала силур имеет весьма широкое распространение. В Вольфеземельской тундре в хребте Чернышева известны выходы нижнесилурийских известковых песчаников с *Orthis parva* P a n d., *Strophomena*, *Leptaena trima* K e y s. и другими брахиоподами, характерными для нижнего силура р. Ылыча на Урале, а также верхнесилурийских известняков с *Favosites*, *Spirifer crispus* и др. [138, 331].

Далее силур известен на Новой Земле и по всему Уральскому хребту, от Пай-хоя до р. Урала.

На Новой Земле [299, 301, 339, 336] силур заключен в мощной свите черных глинистых сланцев, которая налагает на свиту серых и зеленых сланцев, песчаников и кварцитов, не содержащих ископаемых и относящихся к кембрию или докембрию. Холтедалем [339] в этой свите найдена весьма оригинальная фауна брахиопод и трилобитов, ближе всего стоящая к фауне нижней части озаркских слоев Северной Америки, обнимающая собою самый верхний кембрий и самые нижние горизонты силура. Имеется здесь, повидимому, и настоящий нижний силур [299], и несомненно присутствуют верхнесилурийские образования, представленные известняками с *Favosites goldfussi* и песчаниками с *Leperditia grandis* [336, 301]. Особенного упоминания заслуживает нахождение на Новой Земле глинистых сланцев с граптолитами (*Climacograptus wilsoni*), указывающими на верхние горизонты нижнего силура.

В пределах Урала нижнесилурийские породы были обнаружены уже очень давно, на севере, по р. Ылычу и Улье работами Кейзерлинга [340] и на юге, в бассейне р. Сакмары, работами Антипова и Меглинского [312]. На основании этих находок значительную часть известняков и сланцев на Урале долгое время причисляли к силуру, но после работ Чернышева, посвященных изучению девонских отложений, взгляды изменились, и почти все эти породы стали относить к девону, несмотря на то, что сам Чернышев считал присутствие верхнего силура на Урале в высшей степени вероятным. Еще в 1923 г. автору этой книги [1] приходилось усиленно доказывать вероятность широкого распространения на Урале силурийских образований, а в 1928—1929 гг. почти повсеместное развитие силурийских отложений стало несомненным [138, 281, 283, 287, 293, 295, 307, 308, 312, 318, 319, 320, 340, 341, 694а, 1 560, 1 576, 1 580, 1 568, 1 567, 1 586, 1 530 и др.].

Сложность тектоники и в ряде случаев значительная метаморфизация силурийских пород препятствует выяснению их стратиграфии, но в настоящий момент уже удалось выяснить, что на протяжении всего Урала развиты как нижний, так и верхний отделы силура. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показывают, что силурийские образования восточного и западного склона хребта очень сильно разнятся в фациальном отношении.

Нижний силур в пределах восточного склона еще не выделен с желательной точностью, но верхнесилурийские образования пользуются здесь чрезвычайно большим распространением. Для его характеристики мы воспользуемся словами Наливкина [318]: «Сопоставляя все данные, мы видим, что вдоль всего восточного склона Урала, на громадном протяжении от Лозьвы до Верхнеуральска, прослежены выходы верхнесилурийских отложений. На всем этом протяжении они входят в пределы одной и той же весьма характерной толщи. Эта толща отличается громадным

развитием изверженных пород и их туфов весьма различного возраста, начиная с верхнего силура и кончая верхним палеозоем. Изверженные породы нередко затемняют соотношения осадочных толщ. Можно сказать только, что кроме верхнего силура, мы встречаем нижний, средний и верхний девон, нижний и средний карбон, палеонтологически охарактеризованные.

«Верхний силур обычно весьма тесно связан с нижним девоном, что и было причиной того, что ранее их объединяли вместе, определяя сначала как верхний силур, а затем как нижний девон; на самом же деле развиты как верхнесилурийские, так и нижнедевонские отложения».

«Верхний силур представлен здесь рядом фаций и горизонтов. Древнейшим горняком являются темные известняки с *Pentamerus oblongus* Sow., относящиеся к ландоврийскому ярусу. Вероятно, ландоврийского возраста также и темные и желтоватые глинистые известняки р. Тальтин с *Grünwaldtia camelina* V. u. Sch., *Atrypa sublepidica* Verp., многочисленными кораллами и гастроподами».

«Унилоковому ярусу предположительно соответствуют белые и светлые известняки с *Pentamerus taltiensis* Tschern., *Conchidium* sp., *Atrypa reticularis* L.»

«Даунтонскому ярусу, самым верхним горизонтам верхнего силура (бумастовым слоям Средней Азии), соответствуют светлые кристаллические известняки с богатой и разнообразной брахоподовой фауной, с *Bumastus*, *Spirifer pentameriformis* Tschern., *Merista tectiformis* Tschern.»

«Своеобразной фацией являются массивные известняки с банками *Pentamerus* (*Conchidium*) *vogulicus* Verp. и *P. (C.) pseudoknighti* Tschern.

Основные фации верхнесилурийских отложений Урала, по Наливкину [319], чрезвычайно близки к фациям верхнего силура южных дуг Тянь-шаня.

Гораздо осторожнее говорит об условиях залегания верхнесилурийских отложений на восточном склоне Урала Либрович [308]. «Выходы этих отложений, по словам названного геолога, приурочены к тем же областям развития различных эффузивных пород и их туфов, среди которых выступают и выходы девонских отложений, причем в состав верхнесилурийских отложений местами входят и туфогенные образования. Однако, в настоящее время соотношения указанных верхнесилурийских отложений и типичных нижнедевонских (герцинских) известняков остаются еще недостаточно выясненными. Имеются только некоторые основания предполагать, что они, будучи обычно тесно связанными в своем распространении, являются в одних случаях, быть может, только различными частями одной и той же преимущественно известняковой толщи, сменяющейся сверху изверженными эффузивными толщами и их туфами, в других же случаях, повидимому, разделены друг от друга эффузивными и туфо-сланцевыми образованиями».

Необходимо отметить, что в крайних юго-восточных выходах верхнесилурийских отложений, на Тоболе, Вер [1 566] в песчанниках найдены были граптолиты из родов *Monograptus* и *Retiolites*.

В области западного склона вулканогенные породы исчезают, если не считать тех случаев, когда, как это имеет место у Нижнесергинского завода [1 580], они явно перемещены с востока на запад огромными надами. В свою очередь в пределах западного склона можно, повидимому, выделить две фации — восточную и западную, которые особенно отчетливо выступают, судя по работе Блохина (694a) на южном Урале в бассейне Белой. В восточной фации этой области нижнесилурийские ископаемые находимы были в верхних горизонтах очень мощной толщи песчанников, кремнистых и глинистых сланцев, которые к востоку незаметно переходят в метаморфические породы осевой полосы хребта. В упомянутых верхних горизонтах находимы были *Asaphus*, *Chasmodon*, *Homolichas*, *Cystoidea*. Нижние, лишённые ископаемых горизонты толщи могут относиться уже к кембрию или даже к докембрийским образованиям. Чрезвычайно интересным является тот факт, что у Тирлянского завода нижнесилурийские породы налегают на подстилающие их кварциты неизвестного

возраста резко несогласно. Верхний сплур выражен в восточной фации известняками, которые вверху незаметно переходят в нижнедевонские; близ впадения р. Курагана в Сакмару над нижнесилурийскими песчаниками залегают черные сланцы, заключающие большое число граптолитов рода *Monograptus* (*M. schmaera* Barr., *M. nilsoni* Barr. и др.), указывающих на принадлежность сланцев к лудловскому ярусу [307]. В западной фации р. Белой нижнесилурийские ископаемые встречаются в верхних горизонтах мощной песчанково-сланцевой толщи, которая не резко отличается от соответствующих по возрасту пород восточной фации, но верхнесилурийские известняки здесь отсутствуют, и между палеонтологически охарактеризованными нижнесилурийскими и среднедевонскими породами залегают толща в 300—400 м мощностью серых, бурых и реже красных грубозернистых песчаников, нередко косвенно слоистых, в верхних частях которых встречаются остатки растений. По своему положению породы эти, принимаемые Наливкиным за образования континентальные, могут относиться как к верхнему сплuru, так и к нижнему или даже среднему девону.

За последнее время появились работы, которые точнее определяют состав пород, подстилающих только что описанные континентальные отложения на западном склоне южного Урала [1 565, 1 566]. Под палеонтологически охарактеризованными среднедевонскими известняками здесь залегает огромная толща ритмически чередующихся песчанково-сланцевых и мергельно-известково-доломитовых пород мощностью до 6 000 м и более. Последовательность их, начиная снизу, такова.

1. Кварцитовидные песчаники, местами переходящие в кварциты, иногда же в кварцево-железистые и кварцево-серпидитовые песчаники (*зигальвинская свита*) 1 500 м
2. Глинистые, песчаные и глинисто-серпидитовые сланцы, кварцитовидные песчаники; в основании встречаются прослои известняка; местами наблюдаются конгломераты с гальками гранитов и кристаллических сланцев (*бакальская свита*) 900 „
3. Чередование мощных толщ известняков и доломитов, содержащих более или менее многочисленные прослои глинистых и песчанистых сланцев с толщами глинистых, песчано-глинистых, кварцево-серпидитовых и других сланцев и песчаников. Характерной особенностью этой *саткинской свиты*, равно как и ниже лежащей бакальской, является присутствие очень крупных железорудных месторождений (Бакальские, Зигальино-Комаровские) 400—1 200 „

Во всех трех описанных свитах встречаются иилы длабава.

4. Кварцитовидные и аркозовые песчаники с прослоями конгломератов, глинистые и песчаные сланцы (*зильмербакская свита*) до 700—1 500 „
5. Пестрые мергели и мергелистые известняки красного, зеленоватого, бурого, фиолетового цвета. Обычно с этих характерных ленточных мергелей начинают средний девон (*катавская свита*) 200—400—700 „
6. Песчаники и глинистые сланцы (*инзерская свита*) 100—800 „
4. Доломиты и известняки с незначительными песчанково-сланцевыми прослоями (*миньярская свита*) 200—400 „
8. Песчано-глинистые сланцы, песчаники и конгломераты (*ашинская свита*) 80—1000 „

Вся эта огромная толща пород лишенка, по Наливкину, ископаемых. Сопоставляя зигальвинские кварциты (1) с нижнесилурийскими образованиями, он склонен бакальскую (2) и саткинскую (3) свиты относить к верхнему сплuru, а выше лежащие слои к нижнему и отчасти среднему девону.

Из сказанного выше легко, однако, видеть, что такой взгляд правильным принимать нельзя, так как Влохивым нижнесилурийские ископаемые найдены в верхних горизонтах рассматриваемой свиты, которые едва ли могут быть древнее

миллярских слоев изложенной схемы. Более глубокие горизонты ее должны, очевидно, относиться только к нижнему силуру и кембрию.

Западная фация р. Белой с характерными для нее песчаниками с растительными остатками из места верхнего силура и нижнего девона известна только на южном Урале; силур более северных частей западного склона литологически сходен с восточной фацией р. Белой.

Нижний силур обнаружен в б о л ь ш о м ч и с л е пунктов на Северном и Полярном Урале, начиная с берегов Маточкина шара, на Пай-хое, затем в бассейне Печоры, на Ылыче, Печоре и Унье; на Среднем Урале нижнесилурийские образования найдены на р. Косье. В бассейне Печоры Иорданский [295] выделяет в нижнем силуре два горизонта. Нижний из них состоит из серпичитовых и известково-серпичитовых сланцев и зеленоватых серпичитово-известковистых и реже сливных песчаников, которые характеризуются присутствием брахиопод (*Orthis parva*, *O. calligramma*, *Orthis inflexa*, *Atrypa reticularis*, *A. aspera*, *Pentamerus galeatus* и др.) и реже — трилобитов (*Cheirurus*, *Nileus*). Горизонт этот относится, по Иорданскому, к нижней части нижнего силура. Второй горизонт, отвечающий верхней части последнего, представлен на р. Косью — мраморовидными известняками с обильной фауной, в которой преобладают трилобиты — *Asaphidae*, *Lichas*, *Iliaenus*, *Cheirurus*. Песчаниками и сланцами с прослоями известняков представлен также нижний силур на Косье.

Верхний силур в пределах среднего и северного Урала складывается, главным образом, известняками и доломитами, то черными, битуминозными, то светлыми, которые переслаиваются с песчаниками часто кварцитовидными и сланцами. Мощность этой толщи, повидному, велика, но не определена еще с точностью. Фауна верхнесилурийских образований еще очень плохо известна, хотя местами, например в окрестностях Нижнесергинского завода, ископаемые в них встречаются в изобилии. Я назову из них, по определениям Нейма-Пермяковой [1765], *Halysites catenularia* E. et H., *H. escharoides* Fisch., *Heliolites interstincta* E. et H., *Favosites gothlandica* Goldf., *Cyathophyllum verticillare* Goldf., *Leptaena transversalis* Dalm., *Orthis decipiens* Barr., *Pentamerus sieberi* Barr., *Rhynchonella nympha* Barr., *Meristella didyma* Dalm., *Atrypa reticularis* L.; из трилобитов встречаются *Bronchididae*, *Iliaenidae*, *Sphaerotochus*. Основная масса известняков Нижнесергинского завода принадлежит, по Нейма-Пермяковой, к унглокскому ярусу.

Тянь-шань

Не менее широко, чем на Урале, распространены силурийские отложения в Тянь-шане.

Нижнесилурийские породы пользуются широким развитием в северных дугах Тянь-шаня (Кара-тау, Таласский Ала-тау, Чу-Илийские горы [213, 265, 279, 280, 285, 286, 298, 322, 323, 329]). Породы, содержащие нижнесилурийскую фауну, входят в состав уже неоднократно упоминавшейся в предыдущем свиты глинистых и известковистых сланцев, песчаников и известняков, которые налегают на докембрийские филлиты и кристаллические сланцы и несогласно покрываются верхнесилурийскими отложениями. Песчаники чаще всего имеют зеленоватую окраску, но встречаются и окрашенные в красный, малиновый цвет. Ископаемые находятся обычно в известняках, которые то образуют не-

большие прослои в сланцах и песчаниках, то залегают очень мощными пластами. Из трилобитов здесь встречаются *Amplex bulbifer* We b., *Amphilichas Bronnikovii* We b., *Basiliscus nobilis* Ba t r., *Asaphus*, *Ilacenus*, *Triarthrus*, *Remopleurides* и др.; много брахиопод, ортоцератиты, гастроподы.

Для ближайшей характеристики нижнего силура мы остановимся на восточной части Чу-Илийских гор, описанных Яковлевым [280]. Нижний силур залегает здесь с резким угловым несогласием на толщах глинисто-филлитовых, серпидиновых и других сланцев, песчаников, частью туфогенных, туфов и мраморонидных известняков и может быть подразделен на две свиты. Нижняя свита, имеющая 1 200—1 500 м мощности, состоит из грубых серых плотных песчаников, частью аркосовых, с подчиненными конгломератами, глинистыми сланцами, пластами известняка и линзами мергелей; в самых нижних частях этих пород располагаются, повидимому, черные глинистые сланцы. Из ископаемых в этой свите встречаются трилобиты *Asaphidae*, *Chelonicidae*, *Ilacenus*, *Amphion* и др., брахиоподы, моллюски, членики криноидей. Верхняя свита состоит из «темных песчаников, зеленых и красных глинистых, иногда кремнистых сланцев, массивных конгломератов и светлых, почти белых, и пятнистых красноватых и зеленоватых мелкокристаллических известняков». Мощность ее очень велика; известняки залегают в средних частях свиты; на р. Ащи-су под ними располагается толща конгломератов свыше 800 м мощности, покрываемых зелеными глинистыми сланцами до 400 м мощности, с прослоями песчаников. По фауне трилобитов верхняя свита соответствует, повидимому, карадокскому ярусу.

В Таласском Ала-тау нижнесилурийские ископаемые находимы были в толще известняков, не менее 1,5 км мощностью, в основании которых располагаются конгломераты [279], и которые налегают на подстилающие породы несогласно.

Строение верхнесилурийских образований в пределах Тянь-шаня сильно меняется при переходе от южных хребтов к северным [213, 280, 282, 284, 305, 311, 313, 315, 316, 317, 332, 335, 349, 350, 1 558, 1 570].

В южных дугах мы всюду, повидимому, находим верхний силур в морской фауне. «Наиболее северным пунктом распространения его, — говорит Наливкин [221], — являются возвышенности к югу от Букал-тау, лежащие среди песков Кызылкума. Широко развит верхний силур в Нура-тау, откуда он переходит в Туркестанский хребет. Здесь он развит в виде нескольких полос, вытянутых по простиранию хребта. Эти полосы, то прерываясь, то вновь появляясь, переходят в Алайский хребет, располагаясь как на его северном, так и на южном склонах. Из Алая верхний силур переходит в хребты Нарынского края, прослеживался на всем их протяжении. Дальше на восток, в Терской-Ала-тау и в восточном Тянь-шане, силур пока не найден. Зато широко развит он в горах к югу от Самарканда и в Зеравшанском хребте. Вся длина Зеравшана в своей горной части сложена верхним силуром».

Преобладающими породами среди верхнесилурийских отложений являются зеленоватые, серые, иногда черные, углистые сланцы и разнообразные песчаники; подчиненную роль играют известняки, которые то залегают среди сланцев тонкими прослоями, то образуют мощные массивы, которые иногда на небольшом расстоянии выклиниваются. Ископаемые приурочиваются обычно только к известнякам, сланцы же и песчаники, бываюи лишены их; местами, однако, среди сланцев встречаются богатые органическим веществом разности, содержащие многочисленные остатки трапелитов. Мощность верхнесилурийских отложений очень велика; для Зеравшанского хребта она оценивается Клуниковым [1 570] в 2 000—3 000 м.

Прекрасное представление о мощности и изменчивости верхнего силура дают разрезы по р. Исфаре и в соседних с нею местностях, по юго-западной окраине Ферганского котловина [213].

Под 500-м толщей нижнедевонских известняков на Исфаре обнажаются:

1. Темносерые, слоистые, энкринитовые известняки с массой кораллов и брахиопод	около	250 м
2. Черные, плотные, битуминозные известняки то массивные, то слоистые; масса кораллов, брахиоподы редки кроме <i>Artypa aspera</i> . .		470 "
3. Черные, слоистые известняки с богатой и разнообразной фауной кораллов и брахиопод		200 "
4. Такие же известняки, бедные ископаемыми		450 "
6. Массивные темносерые известняки с <i>Pentamerus (Conchidium) knighti</i> Sow	около	500 "

Перечисленные слои имеют пологое падение. Ниже следует чрезвычайно сильно дислоцированные сланцы, известняки, роговики, конгломераты (около 600 м) и ниже такие же известняки (выше 500 м); породы эти, по всей вероятности, относятся уже к нижнему силуру и кембрию. В 10—20 км восточнее Исфары мощные толщи известняков исчезают, заменяясь обычными сланцами, среди которых черные известняки играют подчиненную роль.

Из ископаемых, характеризующих верхнесилурийские породы южного Тянь-шаня мы назовем из трилобитов *Bumastus barriensis* Murch. var. *ferganensis* Web., *Proetus bohemicus* Corda, *Encrinurus konghsaensis* (?) Reed., *Cheirurus myops* Roem., *Sphaerexochus mirus* Beyr.; из брахиопод — *Atrypa marginalis* Dalm., *A. reticularis*, *Spirifer pentameriformis* Tschern., *Pentamerus pelagicus* Barr., *P. ascanius* Barr., *Rhynchonella transuralica* Tsch., *Strophomena laewigata* Sow.; из кораллов — *Favosites*, *Heliolites*, *Syringopora*; кроме того встречаются разнообразные пелециподы, гастроподы, наутилоидеи. Из граптолитов следует упомянуть *Cyrtograptus lundgreni* Tulib., *C. spiralis* Av., *Diplograptus sardous* Gott., *Retiolites spinosus* Wood., *Monograptus vomerinus* Nich., *M. concinnus* Lapw., *Rastrites peregrinus* Barr.

Судя по существующим спискам ископаемых, можно думать, что верхний силур в южном Тянь-шане представлен всеми своими ярусами.

Сравнивая южную тяньшаньскую фацию верхнего силура с уральскими отложениями того же возраста, легко видеть, что наибольшее сходство мы имеем в пей с восточной фацией западного склона.

Переходя в область северных дуг Тянь-шаня, мы лишь в восточной части Чу-Илийских гор, в одной из синклиналей находим остров морских верхнесилурийских отложений, найденных Яковлевым [280]. Обычно между нижнесилурийскими и верхнедевонскими породами здесь залегают мощные толщи вулканических пород и песчаников, повидимому, континентального происхождения (см. главу IV). С нижним силуром породы эти пластуются несогласно, и очень трудно решить, относятся ли они ко всему верхнему силуру, нижнему и среднему девону или же представляют только девонские образования. Первое предположение представляется мне более вероятным, так как рассматриваемые породы имеют много общего с верхним силуром Казахской складчатой страны.

Казахская складчатая страна

Огромное распространение имеют силурийские образования в Казахской складчатой стране [330, 1 569, 1 474, 1 473, 1 475, 1 578, 1 569, 1 584, 1 501, 1 590, 1 577, 1 571, 1 591]. Сравнительно хорошо изучены они в районе Экибастуз и р. Чидерты. На р. Чидерте на древние, повидимому, докембрийские слениты налегает следующая свита слоев, начиная снизу [1 473].

1. Конгломераты с галькой розовых сленитов, гранит-порфиров, кварцитов.

2. Темные и серые песчаники, значительно измененные.

3. Тонкозернистые, розовые, бурые, красноватые песчаники с тонкими прослоями темносерых мерделей и известняков, заключающих не-

определимые остатки трилобитов. Мощность трех описанных свит значительна, свыше 1—1,5 км.

4. Темносерые или зеленовато-серые туфовые песчаники, порфиритовые туфы, туфовые песчаники с эллипсоидальной отдельностью, туфовые конгломераты и аггломераты, порфиритовые лавы, паровые лавы. местами переслаивающиеся с яшмами и кремнистыми сланцами. Мощность этой толщи свыше 2,25 км.

5. Туфы, конгломераты, песчаники, порфиритовые лавы с пластами известняков; последние иногда достигают 100 м или даже больше мощности; вся эта толща свыше 1 км.

В известняках верхней свиты найдены из трилобитов *Iliaenus massachusettsi* Salt., *I. wimani* W a g b., *Amphilichas wahlenbergi* W a g b., *Holotrichelus punctiliosus* T ö g n., указывающие на самые верхние горизонты нижнего силура.

Нетрудно видеть, что толща эта во многом напоминает те колоссальные толщи немых пород, которые подстилают палеонтологически охарактеризованные нижнесилурийские отложения на западном склоне Южного Урала, но резко отличается от нее развитием вулканогенных пород, сближающих ее с силурийскими образованиями восточных зон Урала.

Верхнесилурийские породы налегают на нижнесилурийские образования несогласно и нередко имеют даже иное простирание. Нижние их горизонты, в 800—1 000 м мощностью, по своему строению имеют еще много общего с нижним силуром, так как содержат в большом количестве вулканогенный материал; состоят они из конгломератов, туфовых песчаников, мергелей, известняков; местами в состав их входят также туфы порфиритов и палеодацитов; в известняках встречаются остатки трилобитов и кораллов (*Favosites*, *Halysites*, *Cyathophyllum*).

Верхняя часть верхнесилурийских образований, имеющая 1—1,5 км мощности, лишена или почти лишена туфового материала и состоит преимущественно из красноцветных конгломератов и песчаников. Ископаемые в этих породах обычно отсутствуют, но местами в прослоях мергелей, которые встречаются в нижних горизонтах свиты, попадаются кораллы верхнесилурийского типа.

Песчанниковая толща вновь покрывается свитой эффузивных пород, до 2 км мощностью, в состав которой входят лавы андезитового состава, туфы, брекчин, кроме того, песчаники и мощные толщи конгломератов; последние иногда содержат гальку известняков с силурийскими трилобитами, но в основном состоят из обломков порфиритов. На подстилающие породы туфово-конгломератовая свита налегает, повидному, с угловым несогласием. Кассин относит рассматриваемые породы частично к верхнему силуру, частично же к нижнему девону.

Близкое к описанному строение имеет силур центральных частей и отчасти восточной окраины Казахской складчатой страны. Несколько иначе построены плохо еще изученные силурийские образования Прибалхашья, которые привлекают к себе внимание обилием встречающихся здесь органических остатков.

Нижние горизонты нижнесилурийских образований состоят в южном и западном Прибалхашье из глинистых, часто окремневших и известковистых сланцев с довольно многочисленными и частью мощными пластами известняков, в которых встречаются многочисленные трилобиты (*Cybele*, *Iliaenus*, *Asaphus*, *Ogigites*, *Retropleurides*, *Bronteus* и др.), моллюски, брахиоподы, криноиды и пр. В верхних горизонтах, как и в ранее рассмотренных случаях, залегают песчаники с прослоями туфового материала и покрывами порфиритовых лав, а еще выше толщи конгломератов, достигающие иногда 1 000 м мощности.

Верхний силур южного и западного Прибалхашья состоит из разнообразных пестроцветных глинистых и известково-глинистых сланцев, иногда процессами вторичного окремнения превращенных в кварциты, а также из песчаников, конгломератов и светлых рифовых известняков, в которых встречаются многочисленнейшие кораллы, брахиоподы, трилобиты и пр. (*Favosites gothlandicus* Lam., *F. Forbesi* M. Edw., *Plagiopora denticulata* M. Edw., *Aulopora repens* L., *Halysites calenularia* L., *Pentamerus oblongus* Sow., *Encrinurus punctatus* Wahlg. и др.).

Венчаются палеонтологически охарактеризованные верхнесилурийские породы песчаниками, конгломератами, туфогенными песчаниками, туфами и разнообразными лавами; в этой толще нетрудно узнать аналоги верхней, силуро-девонской вулканогенной свиты Экибастува.

В юго-восточных частях страны, в хребтах Чингиза, Аяч-тау, в Тарбагатае и прилегающих к ним местностях, силур также имеет широкое распространение; в подробностях состав его не изучен, но, повидимому, в общей последовательности пород здесь существует немалое сходство с Экибастушским и Чидертинским районами [1 588, 1 563, 1 585, 1 473, 1 474, 1 531, 1 538]. Заключаются силурийские породы и здесь мощной вулканогенной свитой, состоящей из покровов различных эффузивов, преимущественно кислых, типа фельзитов и альбитофиров, и реже основных, порфиритов и диабазов, а также из туфов и туфогенных песчаников, которые местами бывают известковисты и переходят в известняки. Особого упоминания заслуживают яшмы, которые образуют среди эффузивов мощные, по нескольку десятков метров толщины линзы; особенно характерны красные яшмы цвета сургуча, похожие на сургучные яшмы Урала. В известковых породах этой свиты к востоку от хребта Чингиз неоднократно находимы ископаемые, доказывающие принадлежность ее к верхнему силуру, что представляет значительный интерес, так как обычно верхняя вулканогенная свита бывает лишена ископаемых.

Кроме уже упомянутых эффузивных пород к силуру принадлежит, повидимому, и часть интрузивных пород Казахстана.

В части своих работ Кассин [1 473, 1 509] относит к силурийской системе главную массу основных пород этой области — оливиновых габбро, перидотитов и протекситов, которые в виде небольших интрузивных тел широко распространены по всей складчатой стране Казахстана. Кроме того, силурийский возраст может иметь и часть более кислых интрузивов, именно диоритов, кварцевых диоритов, до гранитов включительно. Очень интересные явления окремнения, окварцевания, которые наблюдаются вокруг основных интрузивов. В статье, специально посвященной проявлениям вулканизма, Кассин [1 474], однако, приводит иную точку зрения, относя к верхнему силуру лишь гранодиориты, и отодвигая интрузии остальных пород в начало девона.

Алтай

На Алтае силурийские породы занимают очень большие площади, протягиваясь постепенно расширяющейся на запад полосой от среднего течения Чуи в бассейны левых притоков Катунь, Песчаной, Анжы, Чарыша; небольшие выходы их известны также в верхнем и среднем течении Убы, левого притока Иртыша [1 525, 1 581, 1 557, 1 485, 1 472, 1 482, 1 483, 1 486, 1 562]. Кроме того, к силуру Нехорошев склонен относить известняки, обнаженные в юго-западном Алтае, в среднем течении Бухтармы и продолжающиеся на SE отсюда к окрестностям оз. Марка-куль.

Палеонтологически охарактеризованный нижний силур известен только по р. Белой, левому притоку Чарыша, к ENE от Змеиногорска. Здесь обнажаются две толщи [1 486] глинисто-известковистых черных и серых, а также зеленых сланцев с остатками трилобитов из родов *Megalaspis*, *Ampyx*, *Phacops*, *Asaphidae*; мощность каждой из этих толщ около 1 000 м. Разделяются они весьма мощной, свыше 5 000 м, серой сланцев и песчаников с галькой и прослоями конгломератов. Имеем ли мы здесь дело с нормальной последовательностью слоев, или с породами, сложенными в изоклинальную складку, остается неизвестным.

Верхнесилурийские отложения в бассейне Белой имеют по Никонову такую последовательность слоев, начиная снизу:

1. Сланцы с *Monograptus priodon* В о п п; не менее 1 000 м.
2. Плотные светлые известняки с *Favosites*. Мощность неопределенная.
3. Слоистые известковистые песчаники и конгломераты с галькой *Favosites*; не менее 50 м.
4. Светложелтые и темные, слоистые известняки с *Conchidium knighti* мощностью не менее 400 м.

Аверьянов описывает из граптолитов Рудного Алтая *Olimnograptus rectangularis* М' С о у., *O. Hughesi* N i c h., *Diplograptus minor* E l e t W o o d, *Monograptus distans* P o r t., *Rastrites longispinus* P e r n e r и др.; формы эти указывают на ландоверский ярус.

В более восточных частях Алтая роль известковых пород в строении верхнесилурийских отложений, по Нехорошеву, уменьшается. Никонов в своей работе 1929 г. [1 581], а также Нехорошев предполагают, что между эпохой отложения нижне- и верхнесилурийских пород имела место складчатость; доказанным это, однако, считать нельзя.

Салаир, Кузнецкий Ала-тау, Саяны

Силурийские образования обнаружены в районе Салаира, Кузнецкого Ала-тау и Саянов только очень недавно и остаются еще очень плохо изученными. Лучше, чем в других местах, известен силур восточной, прилегающей к Кузнецкому бассейну окраины Салаира [1 519, 1 549, 1 564, 1 561, 1 583].

В бассейне Чумыша [1 583] и в окрестностях Гурьевского завода [1 519] нижнесилурийские образования состоят из сланцев, песчаников, частью туфогенных конгломератов; среди этих пород встречаются, кроме того, пласты известняков с ископаемыми, из которых известны *Cheirurus gelatinosus* P o r t l., *Lichas Sniatkowi* W e b., *Maaenus oviformis* W a r b., *Holotrachelus punctiliosus* T o r n q u., *Orthis*, *Strophomena*, *Halysites* и др. Над этими породами в Томь-Чумышском районе залегает толща зеленых сланцев до 650 м мощностью, которые представляют частично метаморфизованные глинистые породы, частично туфогенные песчаники и, наконец, измененные изверженные породы, именно альбитофиты. Зеленые сланцы покрываются толщей черных сланцев, местами переслаивающихся с туфогенными песчаниками и содержащих включения эффузивных пород. Наконец, верхним членом свиты являются известняки, в которых найдены кораллы и брахиоподы, указывающие на верхнесилурийский возраст вмещающих их пород—*Spirifer nobilis* var. *irbitensis* ? T s c h e r., *Naliukinia grünewaldtiiformis* P e e t r., *Atrypa aspera*, *Camarotoechia vesta* B a r g., *Halysites catenularia* L. и др. Мощность известняков не определена с желательной точностью, но во всяком случае достигает нескольких сотен метров.

Чрезвычайно плохо изучены силурийские образования Кузнецкого Ала-тау. В юго-западных частях его силур, по видимому, имеет довольно широкое распространение и построен по тому же типу, что и в Салаире [1 528, 1 527, 1 541, 1 572].

В Западном Саяне [1 508, 1 509, 1 507, 1 511] Баженов относит к силурийским образованиям мощную толщу зеленых серицитово-хлоритово-альбитовых сланцев, содержащих редкие прослойки кристаллических известняков, и в нижних горизонтах — эффузивные породы и железистые кварциты. Залегают эти породы на среднекембрийских породах и могут принадлежать частично еще к кембрийской системе. В верхних горизонтах ее находимы были членки криноидей [1 511]. Выше следует весьма мощная, по Баженову, более 4 000 м толща зеленых песчаников, сланцев и известняков, в которых найдены кораллы, именно *Halysites escharoides* L a m., *Favosites gothlandicus* L a m., *F. helderbergiae* H a l l. и др., указывающие на верхний силур.

В прилегающих к Минусинской котловине участках восточного Саяна присутствие силура палеонтологически еще не доказано. Вологдин склонен относить к нижнему силуру толщу зеленокаменных пород и туфо-сланцев, с прослоями конгломератов, составляющую верхнюю часть древнепалеозойских пород, подвергшихся каледонской складчатости [1 464, 1 522].

Область кайнозойских горных сооружений

Кавказ и Памиро-Алайская горная система

На Кавказе палеонтологически охарактеризованные силурийские отложения найдены пока только близ Кисловодска, по рекам Уллу-Лахрар и Четет-Лахрар, притокам Малки [171, 261, 292, 335]. Здесь развита толща филлитов, глинистых сланцев, кварцитов, аркозовых песчаников, с пачкой плотных или мелкозернистых известняков, в которых найдена была верхнесилурийская фауна; в отдельных глыбах не на месте обнаружены и ископаемые озарских слоев, относящихся, как мы знаем, к пограничным частям силура и кембрия. Описанные породы прорываются небольшими интрузивными залежками диабаз и выходами змеевиков и эмсевиновых сланцев и покрываются мощной интрузией озмеевкованных пироксенитов. В фауне верхнесилурийских известняков наибольшую роль играют наутыллопеды, затем следуют пелециподы, трилобиты и брюхоногие; реже встречаются брахиоподы и др. Фауна эта наибольшее сходство обнаруживает с фауной яруса *E. Богемии*; встречаются и ней и некоторые нижнедевонские, герцинские формы. Влияния Северно-европейской провинции в силуре Кавказа совершенно незаметно.

Весьма вероятно присутствие древнепалеозойских отложений на Кавказе, также в бассейне Кубани, где они, к сожалению, еще очень мало изучены [153, 171, 192, 215, 225, 328.]

Здесь под каменноугольными отложениями, напластываясь с последними резко несогласно, залегает мощная толща сильно дислоцированных метаморфизованных пород, среди которых Агалани [153] различает «кварцитовые сланцы, кварцево-сланцисто-хлоритовые, эпидито-хлорито-кварцевые, роговообманковые сланцы, мраморовидные известняки, метаморфизованные кварцевые порфиры, порфириты, кварцевые диориты и бескварцевые полевошпатовые породы». Другими авторами упоминаются еще кварциты, тальковые и аспидные сланцы. Налегают описанные породы на докембрийские гнейсы и слюдяные сланцы. Исходя из стратиграфических соотношений метаморфической толщи, ее можно отнести к кембрию и силуру.

Наконец, нужно отметить вероятность присутствия силурийских отложений на водоразделе Куры и Риона (Сурамский массив), а также в Армении, в бассейне Аракса, где под среднедевонскими породами, отделяясь от них угловым несогласием, залегают какие-то древнепалеозойские кварциты и глинистые сланцы [300, 343, 337, 338].

В альпийских горных сооружениях Средней Азии силур обнаружен в южном Дарвазе [332, 1579]. По Чуенко, в Ванчском хребте развиты различные кварциты, кремнисто-глинистые сланцы, мраморы и известняки с разнообразной, но плохо сохранившейся фауной; общая мощность толщ равна 1 200 — 1 500 м. На присутствие нижнего силура указывает *Basileus nobilis* Вагг., а на верхний — разнообразные брахиоподы [332].

ОЧЕРКИ ИСТОРИИ СИЛУРИЙСКОГО ПЕРИОДА

Движения земной коры. После поднятий конца кембрийского периода, которые по крайней мере некоторые участки геосинклиналей превратили в сушу, в начале силура последовало вторичное опускание геосинклинальных областей. Часть возникших возвышенностей была при этом

абрадирована, в на срезанных складках докембрийских и кембрийских пород началось отложение нижнесилурийских осадков. Необходимо подчеркнуть, что далеко не все возвышенности были уничтожены при опускании и что возникший нижнесилурийский морской бассейн был, повидимому, покрыт рядами гористых островов, разрушение которых доставляло те мощные толщи конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, которые слагают нижнесилурийские образования.

Одновременно с погружением геосинклиналей началось и опускание Восточноевропейской плиты, вызвавшее здесь нижнесилурийскую трансгрессию. Определить область, захваченную этой трансгрессией, чрезвычайно трудно, так как не возбуждающие сомнений коренные выходы нижнего силура имеются в пределах плиты только вдоль южной окраины Балтийского щита. Учитывая отсутствие нижнесилурийских отложений по восточной окраине этого щита, на Тимане, в области Воронежской глыбы, в Донецком бассейне и по северной окраине Азовско-Подольского массива, естественно предполагать, что море в нижнесилурийскую эпоху захватило только южный склон Балтийского щита и что эта область представляла залив обширного морского бассейна, покрывавшего Западную Европу. Вся остальная часть плиты, возможно, была сушей, исключая, быть может, юго-западную окраину Азовско-Подольского массива, если предполагать, что ниже, лишенные ископаемых песчаники и сланцы этой области относятся к нижнему силуру.

С такими палеогеографическими представлениями хорошо согласуются и фаунистические данные. Фауна нижнего силура Урала и Средней Азии имеет большое сходство с фауной Англии и Прибалтики; это вполне объясняется тем, что Уральский геосинклинальный бассейн свободно сообщался с полярным океаном, находившимся в такой же открытой связи с каледонской геосинклиналью и морем Средней Европы.

Это простое и естественное объяснение наблюдаемых фактов в силу исторических причин не получило признания, и в литературе прочно установились иные воззрения на географию нижнесилурийского времени. Карпинский [7], не допускавший возможности покрытия нижнесилурийским морем всей области современного Урала, для объяснения сходства нижнесилурийской фауны бассейна верхней Печоры и Сакмары с фауной Прибалтики, прибегнул к гипотезе морского рукава, который пересекал в широтном направлении среднюю часть Восточноевропейской платформы и на востоке распадался на два узких залива, доходивших один — до Северного, а другой — до Южного Урала. Михайловский [209], не признававший наличия нижнего силура в Южном Урале, сильно суживал пролив, который соединял, по его мысли, Прибалтийский край с областью Северного Урала; всю область платформы, расположенную южнее линии Келецкий край—Раваничи — верховья Печоры, он считал сушей. Легко видеть, что взгляды Михайловского по существу ничем не отличаются от взглядов Карпинского.

Архангельский [1], решительно защищавший существование морского бассейна в области всей Уральской геосинклинали, не отвергнул, однако, широтного рукава Карпинского и представлял себе, что нижнесилурийский бассейн Урала сообщался с западноевропейским и через полярные области, и через среднюю часть платформы. В основе его взглядов лежало наблюдение, что, начиная со среднего девона, Восточноевропейская впадина в своей палеозойской истории тесно связана с Уралом; из этого делалось заключение, что силур, развитый на Урале, должен

заходить также и в пределы этой впадины. С другой стороны, учитывалось присутствие нижнего силура близ Вышнего Волочка, указывавшее на проникание силурийских отложений в пределы Восточнорусской впадины со стороны южного склона Балтийского щита. Последний аргумент, поскольку мы теперь сомневаемся в коренном залегании вышеупомянутого силура, теряет свою силу. С другой стороны, все признают, что в нижнедевонское время море с Урала в Восточнорусскую впадину не распространялось, и мы не имеем серьезных оснований утверждать, что в силурийский период дело обстоит иначе.

Повидимому, первым, кто усомнился в существовании широтного прогиба, был Иорданский [295], в статье которого мы читаем: «Наши находки новых участков с выходами нижнего силура (на Урале) и новой фауны снова подтверждают существование меридионально протянувшейся вдоль всего Урала нижнесилурийской геосинклинали, непосредственно связанной с водами Полярного океана и через него сообщавшейся с бассейнами Прибалтики, Скандинавии, Англии и Северной Америки». Существование пролива, шедшего через область платформы, здесь не предусматривается, хотя и не отрицается.

Из приведенного выше фактического материала видно, что хотя с полной определенностью вопрос о широтном морском проливе в средней части Восточноевропейской плиты решен быть не может, но у нас нет достаточных оснований настаивать на его существовании, и имеющиеся факты находят себе вполне удовлетворительное объяснение, если мы совершенно откинем это предположение. На первый взгляд может казаться, что отрицание широтного пролива в силурийский период не представляет чего-либо принципиально важного, но в действительности дело обстоит иначе. Как известно, Карпинский [7] пришел в свое время к выводу, что история развития Восточноевропейской плиты, характеризуется периодической сменой прогибов широтного и меридионального направлений, и эта точка зрения прочно укрепилась в мировой геологической литературе. Исходным пунктом для построения этой гипотезы послужили Карпинскому его взгляды на распространение силурийского моря. Если мы признаем, что оно тянулось поперек плиты, то тем самым будет признано, что последние имела в силурийский период широтный прогиб, который в нижнем девоне изгладился, заменившись меридиональным приуральским, и вновь возник в конце девонского периода. Если признать правильной противоположную точку зрения, то все развитие Восточноевропейской плиты, как мы увидим в дальнейшем, получит совершенно иное освещение, и периодическая смена широтных и меридиональных опусканий исчезнет.

Чрезвычайно малое число выходов нижнесилурийских отложений на плите и недостаточная изученность их в горных областях не позволяют составить вполне ясного представления о ходе нижнесилурийской трансгрессии и о колебаниях уровня моря. Существование перерывов в отложении осадков между горизонтом дикинговского сланца и глауконитовым песчанником, а также трансгрессионное залегание ортоцератитового известняка показывают, что, по крайней мере, по южной окраине Балтийского щита в самом начале силура имели место колебания дна, вследствие которых береговая линия испытывала довольно большие перемещения.

Углубление геосинклиналей, начавшееся с началом силурийского периода, в середине его в пределах северных дуг Тянь-шаня и Казакской складчатой страны было прервано горообразовательными

движениями, соответствующими *таконской фазе каледонской складчатости*.

Приято думать, что складчатость на границе нижнего и верхнего силура имела место также в области Алтая. Основанием для этого служит «большая степень метаморфизации отложений нижнего силура, выраженная в более сильном его смятии и в плохой сохранности фауны» [1 486]. Доказанным это, однако, считать нельзя; те случаи несогласного налегания верхнесилурийских известняков на нижнесилурийские образования, которые наблюдаются в Рудном Алтае, объясняются, видимо, дисгармоничной складчатостью и надвигами [1 472, 1 486].

Не доказана с достоверностью таконская фаза также и в области Салаира, Кузнецкого Ала-тау и Саянов, хотя большинство авторов, касавшихся вопроса о фазах каледонской складчатости, и принимает это. Наиболее определенно высказывается о возрасте каледонских дислокаций Вологдин [1 464, 1 465] для Восточного Саяна. Доказательства сводятся к тому, что здесь на толщу сильно дислоцированных нижнепалеозойских пород, включающих в себя нижнесилурийские образования, несогласно налегает свита эффузивов, за которой следует согласно, в общем, пластуящиеся с ними красноцветные девонские породы. Нижним частям свиты вулканогенных пород Вологдин приписывает верхнесилурийский возраст, а верхним — нижнедевонский; так как ни то, ни другое палеонтологически не доказано, мы, конечно, не можем придавать этим определениям возраста решающее значение, и с одинаковым правом можем относить всю вулканогенную свиту к послесилурийскому времени.

Весьма серьезным доводом в пользу существования двух фаз каледонской складчатости, таконской и эрийской, является наличие двух интрузий, из которых, как мы увидим ниже, более древняя имела место до образования верхнесилурийских эффузивов, а более молодая совершилась после излияния последних.

Распространялись ли таконские горообразовательные движения на западную (Урал) и южную (южные дуги Тянь-шаня) окраины геосинклинальной области, мы с достоверностью решить не можем, но приходится подчеркнуть, что вероятность этого является малой. Во всяком случае для Урала никаких фактов, говорящих в пользу существования таконской фазы складчатости до настоящего времени не указано. Наливкин [1 579] доказывает, что эта фаза, как и вообще каледонские горообразовательные движения, отсутствовала также и в южных дугах Тянь-шаня; о том же говорят и наблюдения Марковского [1 575]. Не имеется пока никаких фактов, указывающих на присутствие таконской фазы на Кавказе. Наоборот, у северо-западной окраины Восточноевропейской плиты, на крайнем севере Скандинавского полуострова доверхнесилурийская фаза складчатости выражена совершенно отчетливо; то же самое имеет место и в палеозойских горных сооружениях Польши [351].

Характерно, что на плите в Прибалтийской области самые верхние горизонты нижнего и весь верхний силур имеются лишь в Эстонии. Факт этот всеми почти считается за доказательство того, что в конце нижнесилурийского времени здесь началась регрессия моря, обусловленная поднятием Балтийского щита. Учитывая связь, какая имеется между горообразовательными движениями и поднятиями платформенных массивов мы считаем эту регрессию весьма вероятной. Отсутствие верхних горизонтов силура в СССР можно объяснять, однако, вполне удовлетворительно и последующим их размывом. Нужно отметить, что регрессия в связи

с таюнской складчатостью имела место также в западных, прилежащих к платформе частях Уральской геосинклинали, где на смену морским нижнесилурийским отложениям в верхнем силуре приходят песчанниковые толщи с остатками растений, имеющие, судя по всему, континентальное происхождение.

Таюнская складчатость не создала устойчивых, мощных горных цепей, и на больших пространствах в верхнем силуре на только что дислоцированных древнепалеозойских породах вновь началось отложение морских осадков. Распространенность и мощность обломочных пород в верхнем силуре показывает, однако, что верхнесилурийский геосинклинальный бассейн, как и нижнесилурийский, изобиловал скалистыми островами; об этом же говорит и то обстоятельство, что в северных дугах Тянь-шаня, в Казакстане, в Саянах и пр. морской верхний силур нередко отсутствует, и на нижнесилурийских образованиях залетают вулканогенные и песчанково-конгломератовые породы, считающиеся континентальными.

Послетаюнская трансгрессия не ограничилась дислоцированными участками геосинклиналей; с опусканием этих участков связывается также и опускание плиты, в краевых частях которой, на Тимане и по юго-западной окраине Азовско-Подольского массива, верхнесилурийские отложения залегают трансгрессивно на более древних породах. Имела ли место аналогичная трансгрессия верхнесилурийского моря в Прибалтийской области, мы не знаем, так как в восточной ее части верхний силур размыт до отложения девонских пород. В Западной Европе верхнесилурийское время было эпохой резко выраженной трансгрессии.

С этой трансгрессией связываются, повидимому, существенные изменения в характере фауны, которые можно наблюдать в верхнем силуре Урала и Тянь-шаня. Нижнесилурийская фауна этих областей имеет очень большое сходство с фауной Северной Европы и в частности Прибалтийского района. Тот же характер сохраняет фауна нижних горизонтов верхнего силура, но в верхних горизонтах последнего отчетливо проявляется влияние южной, богемской провинции Западной Европы. Повидимому, к этому времени Средняя Азия, Урал и Крымско-Кавказская геосинклиналь вступают в свободное сообщение со Средиземноморской областью, и фауна последней получает возможность беспрепятственно расселяться на восток.

В самом конце верхнего силура, с приближением заключительных фаз каледонского горообразовательного периода (арденнская и эрийская фазы), в бассейне, омывавшем платформу с запада, происходят крупные изменения. Не говоря уже о некотором сокращении его площади, мы наблюдаем здесь весьма существенные фаунистические изменения. В самых верхних горизонтах верхнесилурийских образований плиты исчезают кораллы, столь широко распространенные в верхнем силуре, и в изобилии появляются гигантские ракообразные и панцирные рыбы. Это указывает на изменение солености бассейна, именно на его опреснение. В следующий момент в начале девона, как мы увидим в дальнейшем, эта область превращается в сушу.

К концу силурийского периода и к границе его с девоном приурочиваются заключительные, наиболее мощные фазы каледонских горообразовательных движений. В Западной Европе различают две таких фазы, арденнскую, имевшую место между лудловским и даунтонским ярусом, и эрийскую, происходившую по окончании даунтонского века,

на границе его с девонским периодом [22, 1 587]; для выделения этих фаз на территории СССР материала еще не имеется.

Мы кратко рассмотрим теперь те данные, которые имеются в настоящее время по вопросу о распространении горных сооружений, созданных каледонской складчатостью, их простирании, направлении движения масс и т. д.

Раньше, чем излагать тот материал, который имеется у нас по каледонидам Урало-Сибирской, Тянь-шаньской и Памиро-Кавказской геосинклиналей, необходимо кратко коснуться тех горных сооружений, которые возникли на границе силура и девона у западной окраины Восточноевропейской плиты. В Каледонко-Сандомирском краже в конце силура имели место поднятия, но наличие складчатости еще не вполне доказано [351]. Мощные горообразовательные движения происходили в рассматриваемое время в области Грампианской геосинклинали, по западной окраине Балтийского щита, где возникла каледонская горная цепь, мощными покровами надвинувшаяся на эту древнюю докембрийскую глыбу.

Рассмотрение истории норвежских Каледонид не входит в нашу задачу, и мы отсылаем интересующихся этим вопросом к второму тому сводной работы Бубнова [351]. Подробно придется остановиться здесь лишь на вопросе о возможном продолжении их на восток, в пределы Тимана. Связь дислокаций последнего с дислокациями Финмаркена на крайнем севере Скандинавского полуострова принимается большинством геологов. Основывается это предположение на том, что простирание северной части Тиманского кража совпадает с простиранием полосы кристаллических сланцев, пересекающих Каппи полуостров, и что линия, продолжающая эти простирания на северо-запад, приводит нас в область Барангер-фиорда в Финмаркене. Чтобы оценить вероятность этих предположений, мы должны ознакомиться прежде всего со строением крайнего северного участка каледонской горной цепи в Финмаркене. Для этого мы воспользуемся упомянутой выше сводкой Бубнова.

«На архейских породах, — говорит Бубнов, — в Финмаркене залегают нижнекембрийские гнейзовые песчаники около 150 м мощностью, в которых встречаются *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и иногда *Obolus*. Выше следуют мощные светлые песчаники (230 м) с конгломератами и затем очень мощные доломиты с *Cryptozoon*. Эта серия Парсангер-фиорда, имеющая от 1 000 до 4 000 м мощности, залегает, по Гольтедалю, на нижнекембрийских гнейзовых песчаниках трансгрессивно. Таким образом, здесь, повидимому, часть кембрия отсутствует, как это имеет место в северной Швеции и в Прибалтийском крае (трансгрессивное залегание оболового песчаника). По аналогии с некоторыми частями Шотландии и арктическими странами Гольтедаль рассматривает эту группу пород как образования нижнесилурийские. На Шипцбергене (формация Неклаhook) и на Канине известны сходные с этими породы со *Stromatolites*, так что здесь имеется особый тип отложения — исландская фация».

«На описанные породы согласно налагает серия Raipas, представленная частью конгломератами, песчаниками, пестрыми сланцами и нечистыми доломитами (полуостров Варангер), частью же теми же породами с многочисленными включениями вулканических пород (Альтен-фиорд). Эти мощные лавовые и туфовые массы, при внедрении которых серия может раздвигаться до 3 000 м, сопоставляются с группой Бимарк области Тронхем и относятся, таким образом, еще к нижним и средним частям нижнего силура».

«Несогласно вся эта группа покрывается серией Bossekop (400 м), состоящей из песчаников, которые характеризуются присутствием двух горизонтов тиллитов, имеющих каждый около 10 м мощности. Происхождение тиллитов, повидимому, связывается с деятельностью льда; материал тиллитов происходит с юга. Возраст этой серии точно не определен, но, по Гольтедалю, она, вероятно, соответствует верхам нижнего силура; возможно в ней заключен и верхний силур».

«Вся эта огромная толща слоев перекрыта надвинутыми на нее метаморфическими породами каледонской дуги. В покровах мы имеем в основе те же породы, но в значительно большей степени метаморфизованные».

Простирание надвинутой метаморфической серии в Финмаркене отклоняется на NNE, вследствие чего она обрезается океаном, и из-под нее по мере движения на восток выходит все более и более полная серия автохтона (рис. 7). К западу от Парсангер-фиорда покров шарнижна залегает на гноллитовых песчаниках, а восточнее — линия соприкосновения автохтонных и аллохтонных образований проходит уже выше доломитов с *Cryptozoon*.

Сказанное делает вполне очевидным, что о продолжении в область Тимана основного ствола норвежских Каледонид не может быть и речи, так как он явно уходит на север, к Шпиндбергену. Дислокации Тимана можно было бы связывать только с дислокациями автохтонной серии Варангер-фиорда. Серия эта сложена в складки широтного простирания;

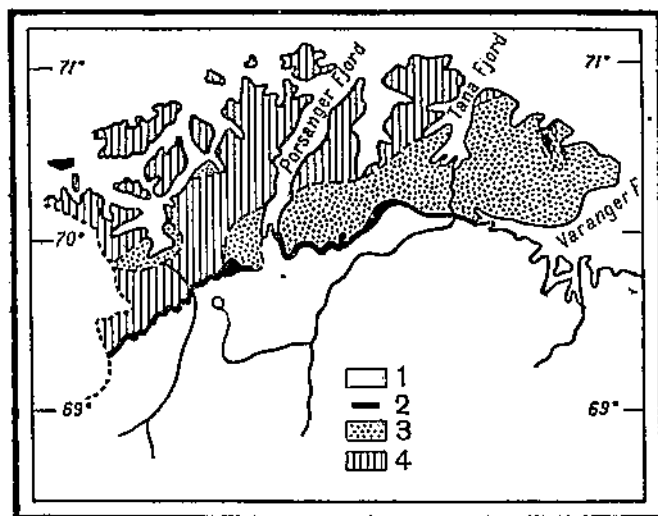


Рис. 7. Геологическая карта Финмаркена (по Гольтедиллю из Бубнова [351]).

1—донембрий, 2—зона Huelthess, 3—песчаники Финмаркена,
4—метаморфическая серия аллохтона.

основываясь на этом, Бубнов думает, что в Финмаркене от основного ствола Каледонид к востоку отходит особая ветвь, которая и может быть связана с Каниным и Тиманом. Как ни правдоподобным кажется на первый взгляд это последнее предположение, при более внимательном отношении к делу мы должны будем признать его совершенно необоснованным.

На полуострове Рыбачьем древнелазеозойские породы имеют пологое падение к NE, но на полуострове Среднем, который соединяет его с материком, они, по Полканову, еще довольно энергично и сложно дислоцированы [1 582]. Полого падают на север и песчаники о. Кильдына [1 556 и др]. Учитывая все это, Полканов [1 491] думает, что складчатость продолжается недалеко на восток от Рыбачьего и постепенно затухает.

Переходя к Тиману, мы не видим здесь никаких следов пород, которые бы хоть сколько-нибудь напоминали характерные кембрийские и силурийские образования Финмаркена. В большей части края нецо-

средственно на серицитовых сланцах неопределенного возраста залегают верхнедевонские отложения, и лишь на крайнем севере появляется верхний силур, налегающий с резким несогласием на те же сланцы. На Канином полуострове имеется и нижний силур со строматолитами, но и он, повидимому, пластуеться несогласно с серицитовыми и иными кристаллическими сланцами, слагающими Калпский камень. Все сказанное заставляет думать, что кристаллические сланцы Тимана и Канина относятся к докембрийскому фундаменту плиты, и что дислокация их произошла в докембрийское время. Если мы примем это, то у нас не будет никаких оснований считать Тиман связанным тектонически с норвежскими Каледондами.

Переходя к Урало-Сибирской геосинклинали, необходимо прежде всего отметить, что для Урала мы не имеем никаких указаний на существование новокаледонской складчатости, так как и на восточном склоне хребта и в пределах развития восточной фалги западного склона верхнесилурийские отложения, повидимому, вполне постепенно переходят в нижнедевонские. Прямым продолжением этой Уральской тектонической зоны являются южные дуги Тянь-Шаня, где также переход от морского верхнего силура к морскому нижнему девону совершается постепенно. В северных дугах, где место верхнего силура, нижнего и среднего девона занято красноцветными лагунами и континентальными отложениями, мы имеем все основания говорить о таковских горообразовательных движениях, но имело ли место повторение последних на границе девона и силура, представляется неясным. В пользу этого говорит как будто существование в восточной части Чу-Илийских гор верхнесилурийских известняков, трансгрессивно и несогласно покрывающих нижнесилурийские образования и в свою очередь перекрытых красноцветной толщей. Придавать этому факту решающее значение мы пока еще не можем, но все же представляется вполне очевидным, что область северных дуг лежит в иной тектонической зоне, нежели южные дуги и Урал.

Чрезвычайно отчетливо выражены следы новокаледонских горообразовательных движений в складчатой стране Казакстана, где толща порфиритовых лав и туфов несогласно налегает на верхнесилурийские песчаники и в свою очередь несогласно покрывается свитой альбитофиризов.

С гораздо меньшей определенностью можно говорить в настоящий момент о новокаледонской фазе складчатости на Алтае, но все же сомнений в ее существовании, повидимому, быть не может. Об этом говорит резко несогласное наложение красноцветных девонских пород на древнепалеозойские образования в Горном Алтае и нижнедевонских морских отложений в Риддерском районе, а также повсеместное, повидимому, отсутствие наиболее древних горизонтов девона. Имела место, повидимому, новокаледонская фаза также и в Салаирско-Саянской области. Об этом свидетельствует часто наблюдающееся несогласное наложение девонских отложений на нижележащие породы, а также наличие двух разновозрастных интрузий каледонского периода складчатости, из которых более молодая совершилась, судя по всему, на границе силура и девона или даже в начале девона.

Подводя итог тому, что нам известно сейчас относительно распределения явлений новокаледонской складчатости, можно, повидимому, прийти к заключению, что она имела место в средних частях Урало-Сибирской геосинклинали, вдоль восточной ее окраины, примыкающей

к Среднесибирской плите и в районе, отвечающем северным дугам Тянь-шаня. От Восточноевропейской плиты охваченная дислокациями область отделялась широким поясом, в котором заметных движений земной коры на границе силура и девона не было; отгибаясь на юго-восток, пояс этот продолжался в Среднюю Азию, в район, занятый теперь южными дугами Тянь-шаня.

Переходя к области кайнозойских горных сооружений, мы находим отчетливые следы новокаледонской складчатости на Кавказе. Не вызывает сомнений существование горообразовательных движений в области современного Главного Кавказского хребта, где девонские отложения отсутствуют и верхнесилурийские породы несогласно покрываются нижнекаменноугольными. Весьма вероятным представляется наличие новокаледонской фазы складчатости в Армении, где средний девон несогласно налегает на древнепалеозойские, вероятнее всего, силурийские кварциты.

Я думаю, что горные хребты каледонского Кавказа продолжались на запад в области современного Черного моря и Крымских гор, где следами их являются многочисленные обломки кристаллических сланцев и изверженных пород, встречающиеся в нижнемеловых конгломератах Крыма.

В области плиты горообразовательным движениям конца силурийского периода отвечают поднятия, результатом которых является полное отступление отсюда моря. В результате всех этих движений создавался обширный массив суши, обнимавший кроме Восточноевропейской плиты весь Скандинавский полуостров, Шотландию и Ирландию и простиравшийся еще далее на запад, в область современного Атлантического океана. В состав этого континента входила также область современной Польско-Германской впадины, и прилегающих к последней с юга палеозойских горстов. На месте бывшей Грампианской геосинклинали, а также на южной окраине континента располагались молодые, мощные горные цепи. На востоке границей его служил морской пролив, располагавшийся на месте Урала и южных дуг Тянь-шаня. Пролив этот отделял от Европейского континента обширный Азиатский континент, в состав которого входила Средне-сибирская плита и примыкавшая к ней с запада обширная горная страна, располагавшаяся на месте северных дуг Тянь-шаня, Казахской горной страны и Западносибирской низменности.

Накопившийся за последние годы фактический материал позволяет до некоторой степени уяснить структуру каледонских горных сооружений в северно-восточном Казахстане и прилежащих к нему местностях (см. карту 1).

До последнего времени, пока не были выделены древнепалеозойские породы, считалось, что в пределах северо-восточного Казахстана господствуют северо-восточные варисцийские простирания [268, 271], но работы Кассина и др. [1473] показали, что верхнепалеозойская складчатость накладывается на более древнюю, каледонскую, которая имеет иное простирание. Кассин говорит по этому поводу следующее [1473, стр. 20]. «Направление складок силурийских толщ, обусловленных каледонскими дислокациями, на всей огромной описываемой площади (северо-восточного Казахстана) не является одним и тем же. В южной части Улутавских гор складки силура NNW направления; в северной части Улутавских гор они меридиональные или даже с уклоном слегка на NE. В Ишимском, Кокчетавском, Акмолинском и Селетинском районах силурийские складки с северо-восточным направлением (от NE 5

до 50°). В более южных районах они не имеют выдержанного простирания; наблюдаются широтные, северо-западные и северо-восточные простирания складок. В Экибастузском, Верхнечирдартинском, Баян-аульском районах силурийские породы, главным образом, с северо-восточным простиранием; в Присемипалатинском — простирание их меридиональное. Хребет Чынгиз, Тарбагатай, западное и южное Прибалхашье отличаются весьма выдержанным северо-западным простиранием нижнепалеозойских толщ. Получается впечатление, что складки нарастают как бы с северо-востока на юго-запад, облекая друг друга, наращивая как бы древний массив, расположенный на NE Казахстана.

В пределах северных дуг Тянь-шаня каледонские складки, повидному, располагаются параллельно складкам южных частей предыдущей области, образуя огромные, выпуклые к юго-западу дуги.

Сложные и еще не вполне разгаданные изменения претерпевают простирания древнепалеозойских складок с приближением к Среднесибирской докембрийской плите. В пределах большей части Алтая [1 485] сохраняются еще те же северо-западные простирания, которые характеризуют Казахскую складчатую страну, но уже близ Телецкого озера складки направляются на север. В южных частях Салаира и Кузнецкого Ала-тау преобладающими являются, повидному, NE и NNE простирания [1 527, 1 540, 1 583, 1 507, 1 496, 1 528], тогда как в более северных частях этих хребтов преобладают меридиональные и северо-северо-западные направления складок [269, 1 545, 1 499, 1 549, 1 539, 1 536, 1 535, 1 542]. Чрезвычайно интересные факты дают исследования Валеева [1 509, 1 508, 1 513, 1 507] в Западных и Вологодина [1 464, 1 465] в Восточных Саянах. Из них следует, что у западной оконечности Восточного Саяна характерная для него западно-северо-западная система складок расщепляется на две ветви. Одна из них загибается к северо-востоку, и через район Красноярска [1 526] находит себе продолжение в складчатости Енисейского кряжа, а вторая направляется на SW и SSW.

Из того, что нам известно относительно каледонских складок, можно сделать вывод, что горообразовательные движения конца силурийского периода сосредоточивались в средних и восточных, прилегающих к Сибирской плите частях Урало-Сибирской геосинклинали и не распространялись на западные, прилегающие к Восточноевропейской плите части последней. Узкая Гампшанская геосинклинали была захвачена складчатостью на всем ее протяжении. Относительно складчатости в области геосинклинали, прилегающих к южной и юго-западной окраинам Восточноевропейской плиты нам известно, еще очень мало; те данные, которыми мы располагаем, определенно указывают, что горообразованием здесь были захвачены северные, граничащие с платформой участки геосинклиналиного прогиба, но как далеко распространялась складчатость на юг, остается пока неизвестным.

От горных сооружений, возникших в пределах Урало-Сибирской геосинклинали, до настоящего времени сохранилась лишь небольшая часть, расположенная по южной ее окраине. Те сведения, которыми мы располагаем относительно простирания имеющихся здесь складок, говорят, мне кажется, о том, что горные сооружения имели форму огромных дуг, окаймлявших с юга и запада Сибирскую плиту. В западной части Урало-Сибирской горной страны, приблизительно против Уфимской подземной докембрийской глыбы складки, повидному, делали широкий дугообразный выгиб, как бы обходя какое-то препятствие, и затем, ве-

роятно, распространялись далее к северу параллельно краю Сибирской плиты. Кроме того, какое-то, повидимому, сложное и пока непонятное скручивание складок имело место в области схождения Западных Саян, Кузнецкого Ала-тау и Салаира.

Вулканическая деятельность. О вулканической деятельности в течение силурийского периода мы знаем еще очень немного.

В области докембрийской плиты к эпохе каледонских горообразовательных движений относят образование ряда интрузивных пород Кольского полуострова. «В Норвегии, в области Трондхема, говорят Полканов [2 040], движения эти сопровождаются большими интрузиями основных пород и серии кварцевых диоритов-трондjemитов и гранитов. Одновременно с этим в Финмаркене и на Рыбачьем полуострове возникают многочисленные расколы северо-восточного и северо-западного направлений, по части которых происходят интрузии габбро-диабазов и норитов. Сюда же надо отнести часть многочисленных интрузий дайк этих пород на побережье Мурмана и в других местах Кольского полуострова... Однако, все эти интрузии не достигают больших масштабов, являясь в большинстве трещинными внедрениями большого протяжения и малой мощности. Только в центральной, осевой части полуострова появляются большие интрузивные тела основных пород, строго говоря, неизвестного возраста.... Если последующие исследования оправдают предположение о принадлежности интрузий основных пород к палеозою, то в таком случае в осевой части Кольского полуострова мы имели бы дело с новым (вторым) поясом интенсивных дислокаций каледонского времени, которые разрешились здесь в виде разрывов крупного масштаба, и по которым происходило поднятие больших масс основной магмы».

Весьма возможно, что к эпохе каледонской складчатости относится часть новейших изверженных пород Азовско-Подольского кристаллического массива. Имели ли место какие-либо проявления вулканизма на остальной площади платформы, остается неизвестным.

Гораздо более сложной и многообразной была магматическая деятельность в геосинклинальных областях. В пределах Гампшпасской геосинклинали [391] на Скаддинавском полуострове в нижнем силуре происходят обильные излияния основных пород — диабазов и порфиритов. Повидимому, в эпоху таконской складчатости излияния эти прекращаются и сменяются интрузиями пироксенитов, габбро, норитов и пироксеновых сиенитов. В верхнем силуре на смену этим основным приходят кислые интрузии — опалиты и белые граниты (трондjemиты).

На Урале вулканическая деятельность приурочена была в силурийском периоде к восточному склону хребта, где происходили мощные излияния пироксеновых порфиритов.

Для южного Тянь-шаня имеются прямые указания Марковского на присутствие эффузивов в верхнем силуре [1 575]. В северных дугах в настоящий момент, повидимому, не обнаружены еще факты, которые позволяли бы приурочить определенно те или иные изверженные породы к силуру. Мы можем здесь только отметить, что среди метаморфических пород, которые несогласно покрываются верхним силуром, имеются как эффузивные, так и глубинные изверженные породы. «Можно предполагать, — говорит Николаев [324, 342], — что отрывочные указания на присутствие разнообразных эффузивных пород, преимущественно диабазов и порфиритов с их туфами и брекчиями, в различной степени метаморфизованных, которые мы встречаем для памирских нижнепалеозойских свит

(Эдельштейн, Никитин, Наливкин), не случайны и дают представление об известной роли магматических образований в нижнепалеозойской геосинклинали южных дуг». Тот же автор указывает далее, что в северных дугах Тянь-шаня огромную роль играют нижнепалеозойские интрузии гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Додевонский и частью доверхнесилурийский возраст их легко доказывается перекрытием этих пород девоном и частью верхним силуrom, но к какому именно моменту геологической истории относится образование этих интрузий, мы решить пока не можем. Часть этих глубинных пород может относиться еще к докембрию, а часть может быть связана с салаирским и тапосским горообразованием. На Кавказе к силуру может относиться часть изверженных пород, приуроченных к описанной выше метаморфической толще.

Гораздо больше известно нам о вулканических явлениях в районе Кавказской складчатой страны (сводку см. 1 473, 1 474). Здесь в силуре можно отчетливо различить два вулканических периода. Первый из них начался еще в кембрие и продолжался в течение всего нижнего силура. В течение всего этого времени происходили излияния лав почти исключительно андезитового характера; лишь к началу верхнего силура появляются излияния дацитового состава, но одновременно с ними продолжают изливаться и более основные лавы до базальтов включительно.

«Большая часть эффузий, — говорит Кассин [1 474], — происходила под водою, на дне моря. Это и положило особый отпечаток и на облик лав и сопровождалось их пород. Шаровые лавы, миндалекаменные текстуры, агломеративные лавы, альбитизация, обогащение хлоритом, эпидотом неизменно сопутствуют всюду этим лавам. Точно также для вулканических пород нижнего силура постоянны линзы и слои лим, которые пластуются с лавами и туфами. Связь этих пород с вулканизмом несомненна и, вероятно, образование их тесно связано с выходом на морском дне обильных термальных источников, содержащих в значительном количестве в растворе кремнезем, который при действии морской воды быстро осаждался, покрывая той или иной мощностью (небольшой) коллоидальным слоем морское дно». «Таким образом, — заключает Кассин, — для первого нижнепалеозойского цикла, закончившегося в начале верхнего силура, мы не имеем полного, до конца развитого цикла, мы не имеем как последних кислых эффузивов, так и интрузивов с дифференцированной магмой; цикл закончился постепенно затухающими вулканами, в общем питаемыми той же андезитовой магмой, как и в начале эффузий». Вся эта вулканическая деятельность падает на эпоху погружения геосинклинали, а затухание вулканов явно связывается с горообразованием и движением, имевшими место на границе нижнего и верхнего силура.

Большая часть верхнего силура является периодом вулканического покоя, но во второй половине его вулканическая деятельность возобновляется с новой силой. В юго-восточных частях области излияния и в эту эпоху происходили на дне моря и сопровождалась образованием характерных сургучных ям, но в большинстве случаев верхнесилурийские извержения, по мнению Кассина, были наземными. «Цвет лав, — говорит он [1 474], — темный, бурый, коричневый; зеленые цвета, как правило, в противоположность нижнесилурийским эффузиям, среди этих лав отсутствуют; лавы местами пластуются с озерными осадками, так что в этих толщах не было подводных морских излияний, но стекание лав в водные бассейны не редки; миндалекаменные, глыбовые или эллипсоидальные, пузыристые лавы, чаще с бурой окраской, характеризуют эти потоки. В составе лав преобладают лавы андезитовой магмы, меньшее значение имеют как базальтовые лавы, так и дацитовые, в том числе плагиоклазовые порфириты; в общем здесь намечается снизу вверх постепенное раскисление магмы и, таким образом, здесь можно говорить о постепенной дифференциации магмы; в отдельных потоках она доходит до состава бескварцевых альбитофиров; наряду с увеличением кислотности лав возрастало их увеличивалась, увеличивалось и количество пирокластического материала; в верхах этой серии пород из него накапливались огромные толщны».

Весьма важным представляется вопрос о наличии интрузий в силуре Кавказа. Как указывалось выше, они могут быть и «силуро-девонскими» и средне-девонскими.

Для Алтая наличие вулканических пород в силуре пока не доказано. Широко распространены изверженные породы в силурийских образованиях Салаира, Кузнецкого Ала-тау и Саянов. Образование главной массы их относится ко времени после нижнего силура; одну часть вулканических пород, залегающих между нижнесилурийскими и нижнедевонскими образованиями, относят еще к верхнему силуру, а другую — к девону, но такое подразделение их толщ еще очень мало обосновано. Лучше, чем в других местностях, изучена рассматриваемая свита эффузивов на западной окраине Восточного Саяна в бассейнах Тубы и Сисима. Из описаний Вологодина [1 464] видно, что к началу периода извержений приурочивались излияния преимущественно основных пород — диабазов и порфиров, тогда как в конце его резко преобладают породы кислого состава — ортофиры, кварцевые порфиры и альбитофиры. С той же толщей эффузивов тесно, связываются и интрузивные образования, которые подразделяют на две возрастных группы, повсеместно распространенные в горных хребтах, окаймляющих Кузнецкую и Минусинскую котловины. Краткую сводку данных об этих интрузивах дает в своей недавней статье Ю. С. Кузнецов [1 526], словами которого мы здесь для характеристики интрузивов и воспользуемся.

Возраст древней интрузии, которая хорошо известна в Восточном Саяне и Кузнецком Ала-тау, определяется тем, что образующие ее породы прорывают нижнесилурийские образования и в свою очередь прорываются дайками верхнесилурийских эффузивов; гальки их встречаются в конгломератах нижней красноцветной свиты девона. Таким образом, древняя интрузия, очевидно, связана с таконской фазой складчатости.

Для юго-западной части Кузнецкого Ала-тау Кузнецов следующим образом описывает комплекс древней интрузии: «Широкая полоса сланцев и известняков сплошь послонно инфильтрована серией линейных интрузивных тел, обусловивших чрезвычайно глубокий метаморфизм вмещающих пород, вплоть до образования мигматитовых гранитов. Первые порции магмы, повидимому, имевшей первоначально гранитный состав, внедрились в складчатые, но еще не сильно рассланцованные породы континента и дали в общем массивные, неправильной формы тела, обнаруживающие лишь слабую тенденцию к удлинению параллельно простиранию складок. Магма при поднятии пробивала себе путь среди известняков и известковых сланцев и уже по дороге, путем усвоения некоторого количества известкового материала, а также благодаря потере некоторого количества летучих, выносивших щелочи, приобрела более основной банатитовый или кварцево-диоритовый состав. В процессе кристаллизации выделившиеся в громадном количестве летучие, вступая в реакцию (под большим давлением) с породами континента, обусловили образование вокруг интрузивного тела мощной корки метасоматически гибридных и ассимиляционных габбро-диоритовых и горнблендитовых пород — в случае внедрения в известняки, или — в случае внедрения в песчано-сланцевую толщу — метасоматических кварцево-плагиоклазо-пироксеновых пород или роговиков, иногда сохраняющих еще структуру первичной породы, иногда же имеющих вид плосчатых темных гнейсов или амфиболитов».

«В конце кристаллизации этих первых порций магмы сильными оротеническими движениями вмещающие породы были сильно рассланцованы, а уже застывшие в значительной части интрузивные тела — раздавлены с приобратением каталастической-гнейсовидной текстуры. В связи с этим пачинком в рассланцованные породы континента внедрились новые порции гранитной магмы, сильно обогащенной летучими. Эта фаза магматической деятельности проявилась чрезвычайно сильной мигматизацией рассланцованных пород с образованием уже белых и розовых мигматитовых гранитов и различного типа светлых и темных интенсионных гнейсов с частыми послонными жилами и неправильными штоками пегматитов, залегающих среди гнейсов...»

«Последняя, третья фаза магматической деятельности нашего комплекса выразилась в появлении массы секущих мигматитовых гнейсов грубозернистых пегматитов с красными гранатами и черными редковземельными минералами».

Возраст второй, более молодой интрузии определяется в районе Красноярск тем, что ее породы прорывают эффузивные образования верхнего силура, и одновременно с этим галлы их заключаются в конгломератах нижнедевонской каменной свиты. Таким образом, интрузия приходится на границу силурийской и девонской систем, т. е. должна отвечать эрийской фазе складчатости. По окраинам Западного и Восточного Саяна и по западному склону Кузнецкого Ала-тау породы второй интрузии приурочены в виде лакколитов к границе между кембрийскими и нижнесилурийскими образованиями и окаймляющий хребты оторочкой верхнесилурийских эффузиев.

Эта цепочка лакколитов, вытягивающаяся вдоль западной окраины Кузнецкого Ала-тау, сложена существенно адемаеллитами, дифференцирующимися, с одной стороны, до андезитов и авгитовых диоритов, с другой, — до олигоклазитов, альбититов и щелочных граносиенитов. В более глубоких частях Кузнецкого Ала-тау обнаружен целый ряд молодых интрузий, имеющих состав гранитов, щелочных сиенитов, монзонитов и мангеритов.

С этими молодыми... интрузиями связан целый ряд месторождений железа: Абаканское, Ирбинское, Ирдзинское, Тельбесское, Темир-тау, вновь открытые Шерачесевское, Шалымское, Таштагольское и ряд других более мелких; меди — Манское и, судя по описаниям Домарева, — Базырское. Эти железные и медные месторождения всегда заключают в себе более или менее обильные сульфиды Fe, Cu, Zn, As, а иногда также некоторые количество Ag и Au.

Из сказанного видно, что внедрение интрузий сопровождалось весьма сильным контактным изменением вмещающих их древнепалеозойских пород; ширина этого контактного пояса достигает в некоторых случаях двух и более километров. Контактный и дислокационный метаморфизм обусловили глубокие изменения пород, переживших каледонскую складчатость, превратив их в характерные зеленосланцевые породы. «Резкая граница между породами, испытавшими каледонскую складчатость, завершившуюся в низах девона, — говорит Нехорошев [1 553], — по сравнению с породами, не испытавшими влияния этой складчатости, заключается в зеленосланцевом изменении более древних толщ... Древние толщи, включая нижний, а местами и верхний силур, имеют в общей массе разнообразный веленый цвет, так как в них под влиянием дислокационного метаморфизма произошло образование вторичного минерала хлорита. Такому изменению подвергаются и сланцы, и глинистые песчаники, и туфы, а при интенсивном смятии и эффузивы. При этом в пределах одного и того же района замечается, что чем древнее породы, тем резче изменение, что естественно, так как на них дислокационный метаморфизм проявился под влиянием повторных фаз дислокации более интенсивно».

Отложение осадков. Переходя к осадочным породам силурийского периода, мы должны прежде всего отметить резкую разницу между нижнесилурийскими породами, характеризующими плиту, именно окраину Валтийского щита, и породами геосинклинальных областей.

В нижнесилурийских отложениях Прибалтийской области обломочный материал играет ничтожную роль и приурочивается только к самым нижним горизонтам толщи, отлагавшимся в эпоху наступания моря; в эпоху стационарного состояния бассейна в нем отлагались почти исключительно карбонатные породы. Это делает очевидным, что принос обломочных частиц с суши был очень мал, а это возможно лишь при условии, что последняя представляла равнину, мало поднимающуюся над уровнем моря и лишенную каких-либо крупных возвышенностей. Очевидно, к этому времени горы Карелии были совершенно денудированы, и страна представляла пeneplain. Совершенно иную картину представляет нижний силур горных областей: здесь преобладающими являются обломочные породы — разнообразные сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты, достигающие иногда огромной мощности нескольких тысяч метров. Вполне очевидно, что обломочный материал не мог поступать из равнинных областей плиты и происходил из каких-то горных стран, лежавших вне ее пределов. Источником обломочного материала нельзя считать и Среднесибирскую плиту, которая в силурийское время сама была покрыта морем или служила районом отложения континентальных осадков.

В верхнесилурийских отложениях плиты мы также видим резкое преобладание известняков; лишь в Приднестровье в начале верхнесилурийской трансгрессии отлагались песчаники и сланцы. В горных сооружениях и в верхнем силуре обломочный материал продолжает играть весьма большую роль. Разрешение вопроса о его происхождении для данного времени облегчается изучением осадочного процесса в складчатой стране Казахстана, так как здесь отчетливо видно, что накопление мощных толщ обломочных терригенных пород связывается с эпохами горообразовательных движений. Так, образование мощных песчаников и конгломератов падает здесь на конец нижнего и начало верхнего силура, к границе которых приурочивается складчатость таконской фазы; в результате последней, очевидно, образовались возвышенности, складчатые хребты, подвергавшиеся энергичному размыву. Таким образом, мы еще раз убеждаемся, что источником кластического материала для геосинклинальных областей приходится считать горные хребты, которые возникли частью по окраинам, частью же внутри самих геосинклиналей. Своим происхождением хребты эти были обязаны, с одной стороны, вероятно, поднятием глыбового или широкосводового типа, а с другой стороны, — складчатости.

Второй особенностью осадочного процесса в геосинклиналях является обилие здесь вулканических осадочных пород, о которых мы уже говорили выше.

Породы силурийской системы еще очень плохо изучены, чтобы можно было составить ясное представление об условиях их образования и, в частности, о глубине различных участков силурийских бассейнов. Известняки плиты, судя по всему, отлагались на малой глубине; в аналогичных условиях, судя по обилию кораллов и брахиопод, совершалось накопление известковых отложений и в районах горных сооружений. Более глубоководными отложениями являются, вероятно, различные глинистые и глинисто-известковые сланцы, по неизученность их не позволяет говорить об этом вполне определенно. Наибольший интерес представляют среди сланцевых толщ гранитолитовые сланцы верхнего силура, которые известны с Новой Земли и с Южного Урала и которые, по видимому, широко распространены в Тянь-шане, на Алтае и указываются на восточном склоне Салаира. Характерным отличием их является очень тонкая слоистость, богатство органическим веществом при отсутствии остатков живущих на дне организмов и обилии остатков планктона (грантолиты). О вероятных условиях отложения этих оригинальных пород мы будем говорить в дальнейшем, когда ознакомимся с аналогичными отложениями других периодов.

Сравнивая, поскольку это возможно без специального изучения, известняки платформы с известняками горных хребтов, мы можем констатировать еще одну особенность условий отложений осадков в геосинклинальных областях. На платформе известняки имеют светлую окраску и содержат минимальное количество органического вещества или даже бывают вовсе лишены последнего; исключения представляют лишь известняки кузерского горизонта побережья Финского залива, в которых встречаются целые прослои остатков синезеленых водорослей. На Урале и в Средней Азии мы часто встречаем темные и даже совершенно черные известняки, окраска которых зависит от большого содержания органического, углистого вещества.

Далее, как характерную особенность осадков геосинклинальных

областей необходимо отметить образование здесь яшм, которые известны, с одной стороны, на Скандинавском полуострове в нижнесилурийских отложениях Трондхемской мульды в Норвегии, а с другой, — среди верхнесилурийских пород северо-восточного Казахстана. И в том и в другом случае яшмы приурочиваются к толщам содержащим в себе подводные излияния основных пород. Выше было уже приведено одно из возможных объяснений их образования; другие авторы связывают образование растворов, из которых осаждались яшмы, с выделением вулканических газов, богатых кремнем.

Едва ли может быть сомнение в том, что подводные извержения, выносящие на дно моря с глубины огромные массы газообразных и иных растворимых продуктов, должны были оказывать существенное влияние на состав осадочных пород и кроме образования яшм. К сожалению, вопрос этот, требующий углубленного химического изучения пород, еще вовсе не разобран.

В заключение отметим еще крайне малую распространенность среди отложений силурийского возраста двух характерных минералов моря — глауковита и фосфорита. Желвачки последнего встречаются в основании ортоперидитового известняка Прибалтики, который, как мы знаем, залегает трансгрессивно на более древних отложениях; кроме того, крупные, весьма своеобразные конкреции фосфоритов залегают в сланцах Приднестровья.

Образование полезных ископаемых. Характер пород, составляющих силурийскую систему, определяет и характер приуроченных к силурийским отложениям полезных ископаемых.

В области плиты, где силур представляет почти исключительно карбонатными породами, главнейшими полезными ископаемыми в нем являются известняки и доломиты, которые играют важную роль на северо-западе, в Ленинградской области, снабжая последнюю строительным камнем и сырьем для извести и цемента. Другим полезным ископаемым этой области являются кукуерситы, главные месторождения которых находятся в Эстонии, где они энергично разрабатываются. В Подольи, кроме известняков, значительный интерес представляют фосфориты, характерные для нижнего, сланцевого горизонта здешнего силура. В первичном залегании они по малому содержанию конкреций в породе практического значения не имеют, но, скопясь в основных конгломератах сепомана, покрывающего силур, дают начало промышленным месторождениям известных подольских фосфоритов.

Интрузии основных изверженных пород Кольского полуострова, которым приписывается каледонский возраст, сопровождаются вытесненностью сульфидов, в которых содержится, кроме меди и никеля, также небольшое количество золота, платины и серебра.

В пределах горных сооружений твердые породы силура как осадочные, так и изверженные, могут служить строительными материалами, но главное внимание здесь привлекают к себе рудные месторождения, связанные с каледонскими интрузиями. В северо-восточном Казахстане к интрузивным изверженным породам приурочен ряд месторождений металлов, промышленная ценность которых пока еще не выяснена. Среди них прежде всего необходимо упомянуть элементы платиновой группы, уже выявленные среди змеевиков Прибалхашья (осмистый придиит), и присутствие их вероятно в других перидотитах и образовавшихся из них змеевиках. Также отмечен среди перидотитов и змеевиков ряд месторождений

магнетита, титано-магнетита, хромита, никелевых и медных руд [1 473]. Кроме того, среди змеевиков встречается асбест и магнезит.

В Салаирско-Саянском районе с древней, тагонской интрузией связан ряд месторождений меди, свинца, золота и железа. С молодыми, новокаледонскими интрузиями этой области связан, как уже говорено было выше, целый ряд месторождений железа и меди.

Общие замечания. Сравнительное изучение области докембрийской плиты и примыкающих к ней более молодых структурных элементов в течение силурийского периода должно еще более укрепить сложившееся в предыдущем представлении о глубоких различиях между этими участками земной коры.

Несмотря на то, что для силурийского периода наши сведения о плите происходят из большого числа районов, нежелези для докембрийского, все сказанное в предыдущей главе относительно характера движений и рельефа плиты мы можем повторить и сейчас. Развитие в силуре плиты известняков еще раз с полной очевидностью говорит о равнинности незатопленных морем частей плиты, о том, что последняя не могла служить источником обломочного материала для прилегающих морских бассейнов.

Новый материал из области, занятой теперь палеозойскими горными сооружениями, дает возможность несколько углубить и уточнить данную выше характеристику этих районов.

Во-первых, становится совершенно ясным, что выясненные в предыдущем основные черты отличия геосинклинальных областей сохраняются на протяжении целых двух геологических периодов, несмотря на то, что за это время, повидному, имело место целых три эпохи складчатости. Во-вторых, для промежутков времени, разделяющих пароксизмы складчатости, к тому, что было сказано в предыдущей главе, можно прибавить следующее. По первоначальному определению геосинклинали, которую представляли как сравнительно узкий роз, мощность осадочных пород в ней превышает мощность их на плитах. Это представление было механически перенесено также и на огромные геосинклинальные области. Этим самым последние превращались в области отложения осадков, которым противопоставлялись, как области смыва — платформы. Если, однако, справедливы наши выводы, и питание геосинклинальных прогибов обломочным материалом совершается за счет размывания возникающих по-соседству с прогибами возвышенностей, то мы должны изменить обычное представление о геосинклинали представлением о геосинклинальной области, где наряду с районами накопления существуют районы размыва и где в силу этого мощности должны сильно колебаться.

Знакомство с силурийскими геосинклинальными породами показывает, что среди них встречаются тины, чуждые плитам; таковыми являются мощные толщи глинистых сланцев или вовсе лишенные ископаемых или содержащих только остатки планктонных организмов, а также породы кремнистые, связанные в своем образовании с вулканическими извержениями, с приносом новых веществ из глубины.

Огромные мощности, которые нередко характеризуют породы геосинклинальных прогибов, часто обязаны внедрению изверженных пород и их туфов; в других случаях породы эти косвенно влияют на увеличение мощности в геосинклинали, доставляя материал для размывания. Таким образом, всемерно приходится подчеркивать роль магматического материала в процессе образования осадков в геосинклинальных областях.

Огромная амплитуда движений земной коры в геосинклинальных областях, существование здесь многочисленных глубоких расколов, проникающих до глубин, на которых вещества при понижении давления переходят в эруптивное состояние, огромная роль магматических излияний, все это наводит на мысль, что геосинклинальные области представляют районы наименьшего сопротивления в земной коре, районы раздробления последней, районы, в которых внутренняя энергия земного шара с наибольшей легкостью проявляется на поверхность. Этот основной вывод мы должны будем постоянно иметь в виду в дальнейшем.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Девонские отложения распространены в пределах Восточноевропейской плиты гораздо шире, нежели более древние палеозойские образования.

По южному склону Балтийского кристаллического щита силурийские породы всюду прикрыты девонскими, которые на пространстве между Финским заливом и Западной Двиной залегают непосредственно под четвертичными отложениями, образуя так называемое Главное или Северо-западное девонское поле плиты. К югу от Западной Двины девон исчезает из разрезов под толщами меловых и третичных отложений, но буровыми скважинами прослеживается вдоль Полесского подземного вала почти до северной оконечности Азовско-Подольской кристаллической глыбы.

Выше мы видели, что силурийские породы не распространяются на восточный склон Балтийского щита, что же касается девона, то непрерывная полоса пород этого возраста и здесь окаймляет выходы докембрийских пород, протягиваясь от Белого моря до юго-восточного угла Ладожского озера, где она соединяется с Главным девонским полем. К востоку от этой полосы девон скрывается под каменноугольными и пермскими отложениями, но на глубине, несомненно, существует на всем пространстве восточного склона Балтийского щита вплоть до Тимана, на котором девонские породы вновь появляются на поверхность. Тиман в главной своей массе состоит из пород девонского возраста.

Третья обширная область выходов девонских отложений на поверхность плиты располагается по южной окраине Подмосковной котловины в системе верховьев Оки, в бассейне Сосны и по верхнему течению Дона и Воронежа. Область эта известна в литературе под именем Среднерусского девонского поля; Мурчисон называл последнее Главной девонской осью России, и это название нередко до сих пор можно встретить в литературе. К югу от верховьев Оки и течения Сосны девон скрывается под мезозойскими отложениями. Бурения в районе Воронежской подземной кристаллической глыбы показывают, что здесь девонские отложения в ряде случаев отсутствуют; в Старооскольском районе и у Павловска непосредственно на докембрии залегает мезозой, а южнее Павловска — карбон.

Подмосковная котловина и Восточнорусская впадина в ее целом на глубине, несомненно, всюду содержат девонские отложения, но на поверхность они здесь не выходят, будучи прикрыты мощной толщей более молодых отложений; до девона достигли глубокие буровые скважины в Москве, в Тамбове и в Новохоперском районе. Присутствие девона в недрах Днепровско-Донецкой впадины возможно, но не доказано; прочно установлено существование его в юго-западном углу Донецкого бассейна.

+ Чрезвычайно широким распространением пользуются девонские образования в пределах палеозойских горных сооружений. На Урале породы этого возраста слагают две полосы, тянущиеся по западному и восточному склонам хребта на всем протяжении последнего; с Пай-хоя девон переходит на о. Вайгач и оттуда на Новую Землю. В Тянь-шане девонские породы участвуют в строении всех хребтов, слагающих горную страну. В складчатой стране Казакстана и на Алтае до недавнего времени все породы древнее каменноугольных относили к девону [см. 2 057, 2 058]; в настоящее время, как мы видели выше, выяснилось, что значительная часть их представляет более древние образования, но все же распространение девона здесь остается очень широким. Еще далее на восток девонские породы слагают периферические части Кузнецкого Алатау, Салаира и Саянов и широко развиты в пределах Минусинской котловины.

+ Гораздо меньше развиты девонские породы в складчатых сооружениях мезозойской и кайнозойской эры. Они вовсе не известны на Мангышлаке, в Крыму, в Главном Кавказском хребте и в Копет-даге; значительным распространением пользуются девонские породы в хребтах Памиро-Алайской системы и известны в Закавказье, в Армении.

Восточноевропейская плита

+ Центральное девонское поле. Знакомство со строением девонских отложений плиты удобнее всего начать со Среднерусского девонского поля, где породы этого возраста изучены лучше, нежели в других местах. Главнейшими источниками сведений о среднерусских девонских отложениях являются работы Венюкова [357, 358], появившиеся более 40 лет тому назад, и Чернышева [418]; из более новых работ важные факты содержат статьи Обручева [400, 1 615,], Архангельского [155, 353], Крестовникова [382], Наливкина [394, 396], Дашкина [365], а также предварительные отчеты по гидрогеологическим исследованиям в Тульской губ. (Козменко и др.) [51, 409, 484]; сводку и литературу см. 353, 428, 1 608.

Девонские отложения в области Воронежской кристаллической глыбы и южной окраины Подмосковной котловины имеют слабый наклон к северу, а потому более древние их горизонты сменяются более новыми по мере движения с юга на север. На пространстве между Вобриками и Москвою Крестовниковым падение девонских слоев определяется в 1 м на 1,7 км [1 607].

Соответственно с этим горизонты различного возраста выходят на поверхность полосами WNW, почти широтного простирания. Наиболее древние слои девонских отложений скрыты под несогласно налегающими на них и наклонными к югу мезозойскими породами, а потому на поверхность выходят исключительно редко и изучены только благодаря скважинам; следующие за ними по возрасту обнажаются лишь в наиболее глубоких долинах Дона и Сосны, и только верхняя половина отложений среднерусского девона имеет на поверхности широкое распространение и вскрывается в многочисленных речных и овражных долинах. Девонские породы в области их максимального развития и по водоразделам везде прикрываются более или менее мощными пластами мезозойских отложений.

За последнее время благодаря глубоким буровым скважинам в Вобриках [1 608] и Москве [1 607] нам стали хорошо известны и девонские образования в средних частях Подмосковной котловины.

Древнейшие слои девонских отложений центрального поля удалось изучить благодаря бурению в окрестностях г. Щигры б. Центрально-Черноземной области. Они налегают здесь на докембрийские породы и начинаются красными песчаниками, глинами и суглинками с обломками докембрийских кварцитов; породы эти представляют частью элювий последних, частью же континентальные образования иного типа. В пунктах, где поверхность докембрийских пород образует выступы, красные суглинки отсутствуют.

На красные суглинки или непосредственно на докембрийские породы налегает толща зеленоватых, красноватых, фиолетовых и серых глин до 100 м мощностью; получивших название *щигровского горизонта*; в нижних и верхних частях глины эти становятся известковистыми и содержат довольно мощные прослои мергелей. Из ископаемых в этих породах наиболее часто встречаются *Spirifer verneuili* M u r c h., *Atrypa reticularis* L., *Rhynchonella lironica* B u c h.; изредка попадаются трилобиты. В естественных разрезах на Дону описанные породы выходят только в одном пункте, и потому мы не знаем, как совершается переход от пород щигровского разреза к тем более молодым образованиям, которыми начинаются в окрестностях Воронежа, у сел. Семилуки, непрерывные разрезы девона на Дону.

В окрестностях Семилук обнажаются породы так называемого *семилукского горизонта*, состоящего из голубоватых известковистых глин, с прослоями плитчатых мергелей, глинистых известняков и мелкозернистых конгломератов; мощность неизвестна. Ископаемые в этих породах встречаются в изобилии; наиболее характерными из них являются *Spirifer disjunctus* S o w. (руководящая форма), *Atrypa aspera* S c h l t h., *Stropheodonta asella* V e r n., *Str. dufrenoyi* M u r c h., *Strophalosia productoides* M u r c h., *Athyris helmertseni* B u c h.

Теми же приблизительно породами представлены семилукские слои под Москвою, где они залегают на глубине около 700 м ниже поверхности. Чрезвычайный интерес представляет то обстоятельство, что с глубины 730 м здесь были получены концентрированные рассолы, которые указывают, по видимому, на то, что глубже должны располагаться залежи солей.

Следующий горизонт, *воронежский*, имеет гораздо более широкое распространение, нежели семилукский. Кроме Дона выходы пород этого возраста имеются на Сосне, Кшени и Тyme. Начинаются *воронежские слои* слоем песков и песчаников разнообразной окраски — белых, желтых и красных железистых с прослоями глин; мощность этих пород доходит до 4 м. Изредка в них попадаются остатки остракод, панцирных рыб и растений (*Psilophyton*). Наливкин отделяет песчаные породы от воронежских, называя их *петинскими слоями*. Над песчаными породами залегают сначала желтоватые, а затем зеленовато-голубые глины (около 13 м) с прослоями глинистых и песчаных известняков; встречаются многочисленные галечки мергельных пород.

В соответствии с перерывом в отложении осадков, следы которого наблюдаются в основании воронежского горизонта и выражены теми песками и конгломератами, о которых мы сейчас говорили, фауна его чрезвычайно резко отличается от фауны семилукских слоев. Характерным ископаемым воронежского горизонта является *Spirifer tanaicus* N a l., встречающийся в огромном количестве экземпляров; ранее этот вид определялся как среднедевонский *S. anossofi*. Очень часто встречается

Leda indeterminata Ver n.; далее можно упомянуть *Cyathophyllum caespitosum* Goldf., *Orthoceras helmsereni* Pascht, *Isocardia tanaïs* Ver n., *Schizodus centralis* Ven., *Productus subaculeatus* Murch., *Serpula devonica* Pascht.

Под Москвою воронежские слои имеют 90 м мощности и состоят внизу из глин, а в средних и верхних частях из известняков с прослоями мергелей и глин.

Воронежские слои покрываются *евлановскими*, которые обнажаются также на Дону, Сосне и на притоках последней. Нижние слои евлановского горизонта образованы мергелями с довольно редкими прослоями известковых глин, а верхние — серовато-желтыми толстослойными коралловыми известняками, фауна которых почти исключительно состоит из кораллов. Переход от воронежского горизонта к евлановскому совершается вполне постепенно. Мощность глинистой части евлановских отложений доходит до 20—25 м, а мощность известняковой — до 15—20 м.

В фаунистическом отношении евлановский горизонт характеризуется совместным присутствием мелких *Spirifer tanaicus* Na l. и крупных *Sp. tenticulum* Ver n.; из кораллов мы назовем *Cyathophyllum hexagonum* Goldf., *C. caespitosum* Goldf., *Aulopora serpens* Goldf., *Syringopora tabulata* Edw. et Heim.

На север по скважинам коралловый горизонт прослеживается до Бобриков, но в Москве он исчезает, и здесь евлановские слои состоят из плотных известняков около 45 м мощностью.

Евлановские слои покрываются *елецким ярусом*, область выходов которого значительно превосходит по своим размерам область распространения более древних пород, простираясь довольно узкой полосой от р. Воронежа на востоке до верховьев Оки на западе. Елецкие слои начинаются известковистыми глинами с тонкими прослойками известняка и мергеля; вверх глины переходят в плотные желто-серые известняки. Эта нижняя часть яруса имеет 10—15 м мощности. Верхняя часть елецких слоев, имеющая до 25 м мощности, состоит из характерных плотных известняков, большей частью пористых, с желтыми пятнами. Эта характерная пятнистость известняков зависит от того, что находящиеся в них поры бываюи часто заполнены желтой мергелистой массой.

Фауна елецкого яруса довольно резко разнится от фауны подстилающих слоев. Кораллы здесь исчезают, а из брахиопод на первый план выступают *Spirifer archiaci* Murch., *Sp. brodi* Ven., *Rhynchonella livonica* Buch., кроме того встречаются *Productus murchisonianus* Kon., *Pr. subaculeatus* Murch., *Anthracosia antiqua* Ven., *Serpula devonica* Pascht и др.

В московской скважине елецкие слои имеют около 60 м мощности и состоят из известняков, часто доломитизированных, и доломитов; в нижних частях их обычны прослой мергелей и глин. Каверны в известняках здесь заполнены гипсом.

Наибольшим распространением среди верхнедевонских отложений пользуются породы *лебедянского* или *данково-лебедянского яруса*, покрывающего елецкий; выходы его тянутся полосой вдоль всего южного крыла Подмосковного каменноугольного бассейна между малеико-муравнинскими породами на севере и елецкими на юге; крайние восточные пункты, где обнажаются лебедянские слои, находятся на р. Воронеже и на Хуте, а крайние западные — в бассейне Яблуды. В бассей-

не Красивой Мечи, где лебедянские слои развиты с особенной полнотой, мощность их доходит до 100 м, а в верховьях Оки — до 70 м.

Лебедянский ярус состоит, главным образом, из известковых пород, но все же литологически довольно сильно отличается от более древних членов известняковой толщи. Во-первых, среди известняков, особенно в нижней их половине, часто встречаются прослои мергелей, глин, песчаных известняков и местами песков и песчаников; значительным распространением также пользуются известковые конгломераты и оригинальные известковые брекчии. Во-вторых, чистые, недоломитизированные известняки отступают на второй план по сравнению с доломитизированными разностями и типичными доломитами. В-третьих, наконец, при бурении в Вобриках в верхней половине лебедянских пород были встречены мощные пласты гипсов, чередующихся с прослойками мергелей и глин.

В Московской скважине нижние слои лебедянского горизонта представлены доломитами, около 50 м мощностью, в которых встречаются остатки рыб. Средняя часть горизонта, около 100 м, состоит, главным образом, из доломитов с прослоями мергелей и глин, а также с многочисленными прослоями и включениями гипса, ангидрита и целестина. Породы эти обычно лишены ископаемых, и лишь в отдельных прослоях изредка попадаются остатки рыб. Наконец, верхняя часть (35 м) состоит из доломитов внизу и известняков вверху, в которых появляются остатки рачков, криноидей и моллюсков.

Фаунистически лебедянские слои также сильно отличаются от подстилающих. Часть пород, особенно доломитов, бывает вовсе пемою; в других ископаемые встречаются в изобилии, но фауна очень бедна видами. Наибольшим распространением пользуются *Arca oreliana* V e n., *Spirifer archiaci* и *Rhynchonella livonica*; в самых верхних слоях иногда во множестве присутствуют *Astarte socialis* Eich v. и *Cythere tulensis* Sem. et Mill. В заключение отметим, что тульскими гидрогеологами и Данышиным [365] лебедянские слои подразделяются на несколько более мелких горизонтов.

Относительно возраста девонских отложений Среднерусского поля долгое время в литературе не было единого мнения.

Все сходилось в том, что нижний отдел системы здесь отсутствует, и нижнюю часть развитых в этой области пород, до евлановских слоев включительно, относили к среднему отделу [357, 358]; основанием для этого служило нахождение в воронежских и евлановских слоях *Spirifer*, которые считались тождественными с характерными для среднедевонских отложений Урала *Sp. anossofi*. В то же время, однако, еще Чернышеву [481] было ясно, что фауна семилукских слоев типичная верхнедевонская, и залегание их под воронежскими он объяснял оползнями. Соболев [409], основываясь на общем характере фауны, пришел к заключению, что и слои со *Sp. anossofi* следует относить к верхнему девону. Одновременно с ним Наливкин [394, 396] произвел пересмотр фауны семилукских и воронежских слоев и в особенности группы *Sp. anossofi* и показал, что последний отличается от среднедевонского вида этого названия; воронежская форма была описана им под именем *Sp. tanaisius*. После этого основания для причисления семилукских и воронежских слоев к среднему отделу системы отпали, и Наливкин в последней своей работе относит цигровские, семилукские, воронежские и евлановские слои к франскому, а выпележащие — к фаменскому ярусу.

Северо-западное (Главное) поле. Девонские отложения Северо-западного или Главного поля по своему строению существенно отличаются от среднерусских — мощным развитием красноцветных песчано-глинистых пород; морские известняки и доломиты здесь и сверху и снизу ограничиваются этими красноцветными лагунными и континентальными образованиями. Переход от этого типа осадков к среднерусскому должен происходить в бассейне верхнего течения Днепра, Болвы, Угры и Вазузы, но в этой области девонские отложения большей частью скрыты под четвертичными и каменноугольными породами, и потому проследить смену фаций в подробностях не удастся [53, 353].

Слои в пределах Северо-западного девонского поля имеют слабый наклон на юго-восток, и потому отдельные горизонты девонских отложений располагаются широкими полосами юго-западного простирания, причем более древние породы замещаются более новыми по мере движения с северо-запада на юго-восток. Основанием девона Главного поля являются нижнесилурийские отложения, а по побережью Ладожского озера девонские слои переходят трансгрессивно на кембрийские породы.

Главнейшим литературным источником для изучения девонских образований рассматриваемой области являются также превосходные работы Венюкова [357, 358, 359]. Сводку данных, а также обширную литературу можно найти у Архангельского [353] и Жирмунского [53]; в отношении возраста горизонтов и сопоставления их с девоном других местностей — руководящими являются работы Наливкина [394, 396].

Из работ самого последнего времени нужно упомянуть исследования Яппиевского [1 550, 1 551], Обручева [1 614], Дайиловского [1 523, 1 601] и в особенности Геккера [1 597]. Результаты детальных исследований последнего, опубликованные лишь частично, дадут, повидимому, много нового для понимания взаимоотношений различных пород и определения их возраста.

На рис. 7а воспроизведен сводный разрез Геккера, проведенный с SW на NE. На нем видно три основных отдела девонских образований Главного поля и отчетливо выступают их фациальные изменения, благодаря которым морские известковые отложения по мере движения на NE горизонт за горизонтом сменяются красноцветными лагунными и континентальными образованиями. Разрез этот показывает, что в различных частях области тождественные по петрографическому составу породы имеют весьма различный возраст. Не входя в подробности, мы здесь дадим лишь самую общую характеристику северо-западного девона.

Как указывалось выше, нижняя часть девонских отложений Главного поля состоит из красных песчано-глинистых отложений. Преобладающей породой этого отдела являются кварцевые, слюдястые, частью глинистые песчаники и частью пески, разнообразной окраски и твердости. Наибольшим распространением пользуются песчаники красного цвета, но часто встречаются также серые и зеленоватые разновидности. Окраска не является устойчивой и нередко на самых коротких расстояниях меняется, переходя из красной в желтую и зеленоватую. Нередко песчаники бывают полосатыми, причем полосы разного цвета идут не горизонтально, и, таким образом, возникает характерная ложная слоистость. Наряду среди песчаников попадаются прослойки гравия, содержащего между прочим и окатанные кусочки красных девонских глин. Наличие этих галек, а также нахождение местами ясных следов древних русел [1 523]

показывают, что еще в период отложения породы нижней красноцветной толщи неоднократно подвергались перемыванию.

Кроме песчаников, в состав нижнего отдела входят также суглинки, глины и мергели, преимущественно красноватой окраски, образующие прослои среди песчаных пород.

Мощность песчаникового отдела сильно колеблется. Скважина в Старой Руссе прошла около 110 м в красных песчаниках, не достигнув их основания, а на Волхове вся мощность нижнего отдела падает до 1 м.

Органическими остатками породы песчаниковой серии в общем очень бедны, но в некоторых прослоях их, преимущественно в верхних частях серии, в значительном количестве встречаются остатки панцирных рыб в виде чешуи, зубов и ихтиодорулитов; иногда эти остатки переполняют такие прослойки породы. Обычными видами в печатниках являются, по Д. Обручеву, *Psammosteus undulatus* Ag., *Asterolepis ornata* Eichw., *A. radiata* Jaekel, *Coccosteus decipiens* Ag., *Osteolepis fischeri* Eichw., *Dipterus radiatus* Eichw. и др. [401]. Кроме рыб, как редкость, местами встречается еще *Lingula* и остатки древесины, а также и остатки организмов, близких к харовым — трохиллисты [375].

В основном фауна рыб нижней песчаниковой толщи носит определенно выраженный среднедевонский характер. Однако, на северо-востоке, например на р. Сяси, где нижние песчано-глинистые породы отвечают по возрасту нижним горизонтам средней, известковой толщи более южных местностей, содержащаяся в них ихтиофауна, резко меняется и приобретает верхнедевонский характер, свойственный фауне рыб верхней красноцветной толщи.

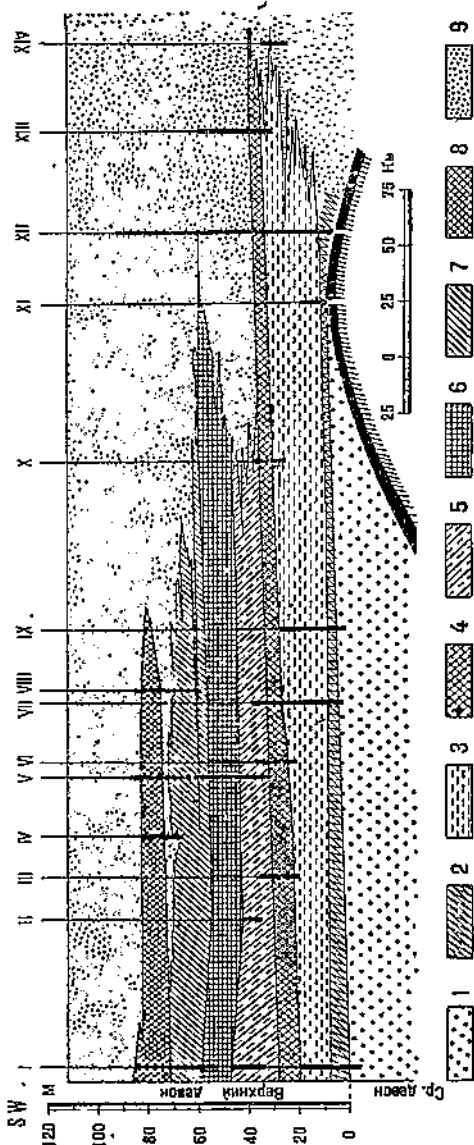


Рис. 7а. Профиль через отложения Главного девонского поля.

1 — тонкая песчаниковая толща, 2 — светлогорские слои, 3 — светлогорские слои, 4 — желтоватые слои, 5 — желтоватые слои, 6 — желтоватые слои, 7 — желтоватые слои, 8 — буреватые слои, 9 — верхняя пестроцветная толща.

Породы средней, известково-доломитовой свиты появляются впервые близ юго-восточной окраины Ладожского озера, на р. Паппе и отсюда тянутся на юго-запад сначала очень узкой, но затем все более и более расширяющейся полосой. Преобладающей породой среднего отдела являются известняки серого, желтого и очень часто красноватого цвета; обычно известняки являются доломитизированными и переходят в настоящие доломиты, которые особенно распространены в юго-западных частях рассматриваемого района. Среди них часто встречаются прослойки зеленоватых, фиолетовых и красноватых глин, особенно развитые у нижней и верхней границ свиты. Местами толщи довольно значительной мощности состоят из частого чередования глинистых и известковых прослоев. Реже среди известковой толщи попадаются прослойки песчаников и глины гипса; глины местами бывают соленосными. Мощность известняковой серии согласно наблюдениям Геккера постепенно уменьшается с SW на NE; из приведенного нами разреза видно, что в бассейне р. Великой мощность известнякового комплекса равна около 65 м, а на р. Ояти он целиком выклинивается, замещаясь песчаноглинистыми красноватыми породами.

В отличие от пород нижней, песчаниковой свиты известняки местами очень богаты представителями моллюсков, брахиопод и других беспозвоночных и, наоборот, содержат лишь небольшое количество остатков рыб, которые приурочиваются преимущественно к глинистым прослоям (*Bothriolepis panderi* L a h u s., *Ptychodus obliquus* P a n d. и др.).

Венюковым известняковая толща южного склона Балтийского щита подразделяется по фауне на 4 горизонта.

Руководящими ископаемыми нижнего горизонта являются *Rhynchonella meyerendorfi* V e r n. и *Spirifer muralis* V e r n.

Во втором горизонте первая исчезает, но *Sp. muralis* еще остается, и к нему присоединяется *Spirifer tenticulum* V e r n. и *Sp. vernuili* M u r c h.

В третьем горизонте два последних вида продолжают существовать, но к ним, как особенно распространенная форма, присоединяется типичный *Sp. disjunctus* S o w.; повидимому здесь же появляются первые представители группы *Sp. anosofi*.

Наконец, четвертый горизонт характеризуется массовым появлением *Spirifer* группы *Sp. anosofi* (*Sp. svinordensis* N a l.).

Геккер считает возможным подразделять известковый отдел на 7 горизонтов, но подробной характеристики их мы еще не имеем.

Верхний отдел девонских осадков состоит из песчано-глинистых пород. Преобладающими являются красные, фиолетовые, голубоватые и зеленоватые глины и мергели, неправильно чередующиеся с красными, розовыми, желтыми и розоватыми песками и рыхлыми песчаниками. Изредка среди песчано-глинистых пород встречаются прослойки известняка. Пласты этой серии не отличаются постоянством, и глинистые породы часто на коротких расстояниях переходят в песчаные и обратно. Мощность этой верхней песчано-глинистой свиты нигде не определена с желательной точностью, но, повидимому, доходит местами до 90 м.

Органическими остатками породы верхней свиты бедны, но некоторые их прослойки содержат остатки рыб, которые местами скопляются в таком количестве, что совершенно переполняют породу, образуя род костяной breкчин. К числу известных из рассматриваемой толщи форм относятся *Botryolepis ornata* E i s h w., *Holoptychius nobilissimus* A g., *H. giganteus*

Ag., *Coccosteus trautscholdi* E a s t m., т. е. такие виды, которые в нижней красноцветной толще совершенно не встречаются.

Несмотря на близость Северо-западного девошского поля к Среднерусскому, девошские отложения двух этих областей не легко параллелизовать в силу различия фациальных условий. Судя по характеру фауны, IV горизонт Веникова должен соответствовать евлановским и воронежским слоям. Наливкин принимает, что III горизонт, в котором совместно существуют представители воронежской (группа *Sp. anossofi*) и семилукской (группа *Sp. verneuilii*) фауны, отвечает «петинским» песчанникам, разделяющим на Дону семилукские и воронежские слои; во всяком случае, аналогичной смеси фауны в центральном районе неизвестно. С другой стороны, в Главном поле неизвестна типичная фауна семилукских слоев, и Наливкин думает, что последним на северо-западе соответствуют песчанники и глины с *Holoptychius* и *Lingula*, разделяющие II и III горизонты Веникова; II горизонт сопоставляется Наливкиным со щигровскими слоями; что же касается I, то он в Среднерусском поле, по мнению названного геолога, отсутствует. Веников сопоставлял IV горизонт с воронежскими, а III — с семилукскими слоями.

Приходится признать, что материалов для точных сопоставлений девошских отложений центрального и северо-западного района за малую изученностью последнего пока не имеется. Можно принять, что верхняя красноцветная свита Главного поля отвечает в грубых чертах — елецким и лебедянским слоям; IV, III и II горизонты известковой свиты заключают в себе эквиваленты евлановских, воронежских, семилукских и по крайней мере верхней части щигровских слоев. Нижняя песчанниковая свита, судя по остаткам рыб, принадлежит уже к среднему девону.

Перейдем теперь к девошским отложениям восточного склона Балтийского щита, которые выходят на поверхность по берегам Онеги, Казани, Врусовицы и др. Здесь обнажаются красные песчанники, конгломераты, глины и мергели, залегающие прямо на докембрийские породы. На наших сводных геологических картах [43, 44] породы эти отнесены к верхнему девону, хотя по отсутствию в них ископаемых они могут принадлежать и девону в целом и даже могут представлять континентальные образования частью более древнего (сплурийского), частью же более нового (нижнекаменноугольного) времени.

На Андомской горе, на берегу Онежского озера, в породах рассматриваемой свиты были найдены палеозойские представители ушконид (*Anthracosia*, *Carbonicola*), доказывающие, что мы имеем здесь дело с пресноводными осадками. По мнению Толстихина [132], значительная часть красных пород бассейна Онеги, если не все они целиком, принадлежит к каменноугольной системе.

Полесский девошский вал. Днепро-Донецкая впадина. Донецкий бассейн.

К югу от течения Западной Двины девошские отложения скрываются под мезозойскими, третичными и четвертичными. Буровые скважины показывают, однако, что в Полесье девон залегает на 30—50 м выше уровня моря, сравнительно неглубоко от поверхности (50—120 м), образуя здесь скрытый от непосредственного наблюдения вал, отделяющий Днепровско-Донецкую впадину от Польско-Германской муьды. Как к востоку, так и к западу от этого подземного девошского вала Полесья самые глубокие скважины не дошли до палеозойских отложений; к востоку от него

в Бахмаче одна из таких скважин опущена была до 478 м ниже поверхности земли, а в Харькове даже до 650 м; к западу от вала глубокие скважины в Холме (400 м) и в Лодзи (655 м) не вышли из меловых отложений.

В северных частях вала, в Минске, девонские отложения, судя по скважинам, состоят еще из толщи плотных известняков, чередующихся с известковистыми глинами и песчаниками. Южнее известняки исчезают, и под меловыми отложениями лежат красные и светлые песчаники, а также красноватые и зеленоватые глины и мергели, которые, по Карпинскому, чрезвычайно похожи на породы нижнего песчанникового отдела девонских образований Главного поля (сводку данных о стратиграфии Полесского вала см. [52, 53, 96]).

По мнению большинства геологов, красные песчано-глинистые девонские породы с Полесского вала продолжают и в западную часть Днепровско-Донецкой впадины, где сходные породы встречены при бурении под юрскими отложениями в Киеве, на Трошчинском заводе в Каневском районе, на хуторе Пересаж в Черниговщине и др. [52, 69]. Мне кажется, что нет ни малейших доказательств того, что породы, встречаемые скважинами под юрскими образованиями в Киевском и Каневском районах, принадлежат к девону, и с одинаковым правом можно считать их за континентальные отложения как триасового периода, так и всего палеозоя, тем более, что они литологически напоминают триас и пермь Донецкого бассейна. В скважине Пересажа за девон припадают юрские отложения. Присутствие девона в средней полосе Днепровско-Донецкой впадины представляется вполне вероятным, так как она образовалась одновременно со впадиной, давшей начало Донецкому бассейну, в пределах которого девон присутствует.

В Донецком крае девонские породы выходят на поверхность в бассейне р. Волновахи, правого притока Кальмиуса; выходы их тянутся узкой полосой между гранито-гнейсовой площадью на юге и каменноугольными отложениями на севере [420, 425, 426, 430].

Главная масса девона состоит здесь из «аркозовых» песчаников, конгломератов и кварцитов, содержащих промежуточные толщи глинистых сланцев зеленого и красного цвета, и порфировых брекчий, тесно связанных с развитыми в описываемой свите порфирами. Мощный покров последних отделяет свиту песчаников от небольшой толщи покрывающих ее темносерых известняков, перемежающихся с глинистыми сланцами.

Известняки эти налегают трансгрессивно на сильно размытую поверхность глинисто-песчаниковой толщи, мощность которой поэтому весьма неравномерна; в одних случаях она достигает 300 и более метров, в других же песчано-глинистая свита вовсе отсутствует. В прослоях глинистого сланца около с. Каракубы на р. Мокрой Волноваше встречаются многочисленные остатки растений (*Helenia*, *Knorria*, *Lepidodendron*, *Amodokia* и др.).

В известняках, покрывающих песчаниковую толщу, найдены *Productella fallax* и *Cythere tulensis* и др.; возможно поэтому, что породы эти отвечают малевко-муравнинским слоям Подмосковной котловины, которые относятся уже к каменноугольной системе.

Тиман

Девонские отложения Тимана в некоторых отношениях образуют переход от того типа, который характеризует плиту, к девону уральского типа [54, 139, 143, 241, 242, 246, 340, 364, 372, 392, 394, 1 612, 1 604].

Начинаются девонские образования в южном Тимане, в бассейне р. Ухты и прилегающих местностях толщею кварцевых песчаников, пестрых глин и глинистых сланцев, которые несогласно налегают на древние, вероятно докембрийские, серицитовые сланцы. Песчаники содержат местами обугленные растительные остатки и скелеты панцирных рыб. Характерной особенностью горизонта, мощность которого сильно колеблется, является присутствие даек основных эффузивов и пластовых интрузий диабазов, что является чуждым девонским образованиям платформы и приближает Тиман с Уралом. Кроме того, песчаники содержат нефть. По своему положению песчаниковая толща может относиться к нижнему и среднему девону и отвечать немой песчанниковой толще, подстилающей на западном склоне Урала породы живетского яруса.

За песчаниками следуют пестроцветные глины до 125 м мощностью с *Lingula*, *Atrypa reticularis*, *Orthis striatula*, возраст которых остается невыясненным, а затем идут отложения франского яруса, которые можно подразделить на три горизонта. Нижний из них (*кубидные слои*) состоит преимущественно из серых и синеватых глин, сланцев и мергелей до 40—60 м мощностью с прослоями известняка и песчаника; встречаются дайки основных эффузивов и незначительные скопления нефти. Характерными ископаемыми этого горизонта являются: *Rhynchonella cuboides*, *Rh. meyenorfi*, *Rh. livonica*, *Atrypa aspera*, *Spirifer disjunctus*, *Sp. verneuili*; в прослоях песчаника попадаются растительные остатки.

Средний горизонт представлен так называемыми *доманиковыми слоями*, которые позволяют хорошо уязвлять разрезы тиманского девона с уральскими. Слои эти состоят из черных, битуминозных горючих, глинисто-известковых сланцев с прослоями более светлого известняка; местами порода делается чрезвычайно твердой, кремнистой. Этот «доманик», мощность которого доходит до 70 м, содержит обильную фауну мелких цефалопод, из которых назовем: *Monticoceras intumescens*, *Tornoceras simplex*, *Prolecanites*.

Плохо охарактеризованные палеонтологически зеленоватые глины, мергели и слюдистые песчаники, около 100 м мощности, отделяют доманиковые слои от верхнего горизонта франского яруса, который состоит из песчано-глинистых пород и строматопоролых и частью коралловых известняков общей мощностью до 120 м, которые содержат обильную фауну. К числу наиболее характерных представителей последней относятся *Spirifer* группы *Sp. anosofi*, сильно отличающиеся от среднедевонского типа и весьма близкие к верхнедевонскому *Sp. kaitavensis* Урала. Кроме того, встречаются *Sp. tenticulum* Verh., *Strophodontella asella* Verh., *Atrypa reticularis* L., *Pentamerus galeatus*, *Cyathophyllum* и др.

Заканчиваются разрезы на Южном Тимане отложениями фаменского яруса, около 200 м мощности, состоящими внизу из песчаников, глин и мергелей с прослоями известняка, а сверху из пестроцветных глин с прослоями гипса (40 м), и покрывающих их известняков и доломитов.

В верхних горизонтах заключается обильная фауна, характернейшими представителями которой являются *Spirifer archiaci*, *Sp. tenticulum* и *Productus murchisoni*. В одной из прослоев доломита встречаются многочисленные остатки рыб — *Holopterychius* и *Botryolepis*.

Севернее Ухтинского района, в среднем Тимане, сохранились лишь кубидные и подстилающие их слои, состоящие преимущественно из песчано-глинистых пород с прослоями мергелей и известняков. Вместе с моллюсками и брахиоподами в этих породах во множестве встречаются остатки панцирных рыб. Наконец, на северном Тимане замечается резкое преобладание рыхлых песчаников, в которых прослойки глин и мергелей играют только второстепенную роль.

Область палеозойских горных сооружений

Урал

Переходя от района докембрийского массива Восточноевропейской платформы в район палеозойских геосинклиналей, мы вступаем в область гораздо более полного развития пород девонской системы, так как здесь появляются морские отложения не только среднего, но и нижнего отдела системы. Рассмотрение геосинклинальных образований девонского периода удобнее всего начинать с Урала, западный склон которого имеет до известной степени переходный характер; здесь палеозойские

ложения выражены еще в континентальной фации, и характерные для геосинклиналей эффузивные породы отсутствуют.

В пределах Уральской горной системы девон пользуется весьма большим распространением. Выходы его начинаются на Новой Земле, откуда через Вайгач переходят на Пай-хой и далее на Урал в тесном смысле этого слова. На западном склоне хребта нормальные осадочные породы девонской системы тянутся непрерывной полосой до южных частей Мугоджар, отделяя центральную полосу Урала, сложенную древними метаморфическими сланцами, от лежащей западнее полосы каменноугольных отложений. На геологической карте восточного склона девон указывается лишь в виде отдельных разрозненных полос среди изверженных пород и кристаллических сланцев; действительное распространение девонских образований здесь гораздо более широкое, так как основные изверженные породы восточного склона с их туфами в главной своей части принадлежат к девоцу.

Основными работами по стратиграфии и фауне девонских отложений Урала являются монографии Чернышева, касающиеся южных частей хребта и опубликованные около 40 лет тому назад [417, 419, 421, 422]. Крупные дополнения к установленным Чернышевым для Южного Урала схемам были сделаны Пэрна [404, 405, 406, 407]. За последние годы на южном Урале были произведены важные наблюдения Наливкиным [320, 393, 395], Либровичем [308, 385, 1 611], Влохиным [694-a], Тихвинской [1 622], Петренко [1 619], Яншиным [1 635] и другими, которые в значительной степени изменяют схемы, данные Чернышевым. Для среднего и северного Урала источниками сведений о девонских породах являются частью старые работы десятиверстных геологических съемок Кротова [614], Зайцева [371], Краснопольского [377], частью же исследования последних лет, произведенные Варсанофьевой [283], Черновым [416], Горским [1 599], Фредериксом [1 625, 1 625], Иорданским [1 568, 1 603], Сошкиной [1 586] и др.

Главнейшими литературными источниками по девоцу Урала, кроме уже перечисленных являются следующие номера нашего списка: 138, 179, 314, 360, 363, 366, 367, 368, 369, 370, 373, 374, 376, 378, 379, 380, 381, 383, 386, 389, 390, 394, 398, 399, 403, 412, 413, 414, 415, 423, 427, 431, 437, 1 567, 1 576, 1 595, 1 598, 1 602, 1 616, 1 617, 1 627.

Так как сравнительно хорошо изученным девон является только на Южном Урале, мы более подробно остановимся на стратиграфической схеме этой области, а для более северных частей хребта ограничимся краткими замечаниями.

Наиболее изученным на юге девон является в области западного склона, где он представлен нормальными осадочными породами. До самого последнего времени для этого района почти без оговорок принималась стратиграфическая схема Чернышева, разработанная им при исследованиях в районе 189-го листа десятиверстной карты, в бассейне рр. Уфы, Симы и Юрезань. Чернышев установил, что развитие в этом районе девонские породы представляют все три отдела системы.

Нижнедевонские отложения он подразделил на два подотдела — нижний, преимущественно песчаниково-сланцевый (D_1^1) и верхний — известняковый (D_2^1). Нижний подотдел состоит из огромной толщи сланцев, песчаников и конгломератов (D_1^1). Песчаники, входящие в состав этой свиты, представляют аркозы, которые слагаются из зерен кварца и ортоклава, связанных кремнистым, частью каолино-

вым цементом; к аркозовым песчанникам по преимуществу приурочиваются пласты конгломератов. Сланцево-песчанниковая толща в бассейне Уфы лишена ископаемых, но севернее в даче Шамагинского завода содержит *Favosites goldfussi*, *Orthis*, *Strophomena*.

В разрезах хребта Бакты под свитой песчанников и сланцев располагается толща серых мраморовидных известняков (D_1^c) с ископаемыми, из которых Чернышев определил *Herconella bohémica*, *Spirifer uralo-altaicus*, *Atrypa aspera*, *Pentamerus galeatus* и др.

Верхний подраздел состоит в главной своей массе из известняков, преимущественно темных битуминозных и серых доломитовых; как подчиненные известнякам породы, встречаются глинистые сланцы и мергелистые песчанники. Характерными ископаемыми известняков являются *Leperditia barbotana*, *Pentamerus fasciculatus*, *Cardiola sezeostata* и некоторые другие.

Стратиграфия нижнего девона восточного склона хребта осталась Чернышевым невыясненной, но и здесь в целом ряде пунктов найдены были известняки с несомненной нижнедевонской фауной.

Изложенная стратиграфическая схема была Чернышевым и последующими исследователями Урала распространена на весь западный склон хребта. При этом было установлено, что наибольшим распространением пользуются здесь подраздел D_1^g , песчанники и сланцы которого при движении с запада на восток претерпевают все большую и большую метаморфизацию и переходят в кристаллические сланцы и кварциты осевой полосы Урала. Гораздо меньше распространены известняки D_1^c .

Работы последних лет заставляют коренным образом изменить схему Чернышева, так как обнаружилось, что последний при сложности тектоники относил к нижнедевонским образованиям породы самого разнообразного возраста, начиная от нижнего силура и кончая средним девоном.

С главной частью D_1^g , его схемы мы ознакомились в предыдущей главе при описании силурийских образований.

В настоящее время выяснилось, что те породы, которые мы можем теперь относить к нижнему девону на южном Урале претерпевают весьма большие фациальные изменения при движении с востока на запад.

На восточном склоне Южного Урала они представлены «мощными толщами основных эффузивов, преимущественно автитовых порфиритов и их туфов, нижняя часть которых может относиться еще к силуру. Эти эффузивные образования здесь обычно содержат подчиненные толщи и прослои яшм с остатками радиолярий, местами же к областям развития этой толщи приурочены и выходы известняков с *Karpinskya conjugula* Tschern., *Stropheodonta stephani* Вагт. и пр. Повидному, к верхам нижнего девона здесь относятся и главная (нижняя) толща яшм, обычно красного и зеленого цветов» [308].

Наиболее характерными породами рассматриваемой свиты, мощность которой Петренко [1619] для Орского района оценивает в 1 400—2 000 м, являются кремнистые сланцы и яшмы сургучно-красного, мясо-красного, розового, зеленого цветов; необходимо подчеркнуть, что радиолярии, о которых говорилось выше, встречаются в яшмах редко и в огромном большинстве случаев в такой плохой сохранности, которая исключает возможность даже приблизительного их определения.

В фаунистическом отношении нижнедевонские отложения Урала ближе всего стоят к герцинским слоям Вогемии. По фауне, собранной в известняках Среднего Урала, Наливкин считает возможным подразделить нижний девон этой области на два яруса.

Нижний из них, соответствующий *исединскому ярусу* Западной Европы, в качестве руководящей формы содержит *Karpinskya conjugula* Tschern.; кроме того, здесь встречаются *Pentamerus sieberi* Висх.,

P. optatus Barr., *P. procerulus* Barr., *Rhynchonella nympha* Barr., *Spirifer secans* Barr., *Sp. uralo-altaiicus*, *Atrypa comata* Barr. и др.

В верхнем, кобленском ярусе руководящим ископаемым является *Karpinskya consuelo* Goldf.; кроме того, можно назвать *Pentamerus optatus* Barr., *Rhynchonella nympha* Barr., *Atrypa comata* Barr., *A. reticularis* L., *Spirifer koegeleri* Scpr., *Sp. irbitensis* Tschern.

В восточных частях западного склона хребта, в бассейне Белой, среди надвинутых с востока на запад толщ (залайская зона Либровича [1 611]) характер нижедевонских образований резко изменяется, и они переходят в мощные известняки, в нижних горизонтах которых встречаются уже верхнесилурийские ископаемые [1 611, 694a]. Еще западнее, в автохтонных частях западного склона на месте нижнего девона мы находим на южном Урале толщ серых, бурых и красных грубозернистых песчаников в 300—400 м мощностью, нередко косвеннослонистых и содержащих в верхних своих частях растительные остатки. Точный возраст этой толщи остается неизвестным, так как песчаники замещают не только нижний девон, но и верхний силур и нижнюю часть среднего девона.

В Среднем и Северном Урале на восточном склоне в общем удерживается тот же тип девонских образований, с которым мы познакомились на юге; в Среднем Урале наряду с эффузивными породами особенно мощного развития достигают известняки. К нижедевонским известнякам на севере, в районе Надеждинска и Ивделя, приурочивается замечательный пласт бокситов, состоящих частью из диаспора, частью же из диаспора и псаммозита.

На западном склоне хребта немые или содержащие лишь плохие растительные остатки песчаники нижнего девона прослеживаются через Кизеловский каменноугольный район [1 599] к Вишере и Колве [1 567, 1 602, 1 617]. Кроме песчаников здесь важную роль играют также пестрые, именно красные и зеленые сланцы. В бассейне Вишеры и Колвы наряду с песчаниками и сланцами появляются известняки и доломиты, получающие особенно большое развитие далее к северу, в бассейне верхней Печоры, Ыльча, Подчерема и Щугора, где пестроцветные песчанико-сланцевые толщ, повидному, исчезают [1 603, 1 586, 283, 138].

Иорданский [1 603] считает возможным среди нижедевонских отложений верхней Печоры выделять известняки жединского яруса с *Cheirurus sternbergi* Bos., *Atrypa arimaspus* Eichw., *Karpinskya konjugula* Tschern., *Bilobites cf. biloba* L. и лежащие выше сланцеватые известняки, глинистые и глинисто-серпичитовые сланцы, весьма бедные ископаемыми. Остается неясным, замещаются ли в Полярном Урале песчаниково-сланцевые породы описанными известняками, или же они здесь существуют, и лишь остаются до сих пор по тем или иным причинам не замеченными.

В той же известково-доломитовой фации развит нижний девон и на Новой Земле и Вайгаче, где он содержит довольно обильную фауну [339].

В среднем девоне мы наблюдаем те же резкие различия между западным и восточным склонами хребта, какие видели в нижнем отделе системы.

На западном склоне Южного Урала на описанную выше толщ песчаников и сланцев налегают известняки с обильной фауной. Известняки, имеющие в более южных районах всего 25—30 м мощности, обычно серые, плотные, массивные или толстослонистые; реже встречаются черные, богатые органическими веществами разности их. Но фауне среднедевон-

ская известняковая толща подразделена была Чернышевым на два горизонта. Нижний из них (D_2^1a) характеризуется присутствием *Calceola sandalina* Lam., *Pentamerus baschkiricus* Vern., *P. pseudobaschkiricus* Tschern. и *Strophomena uralensis* Tschern., а верхний (D_2^2b) — *Stringocephalus burtini* Defr. и *Spirifer anossofi* Vern.; пентамеры группы *P. baschkiricus* продолжают встречаться и в этом верхнем горизонте. Кроме названных руководящих ископаемых, мы для среднего девона упомянем *Cyathophyllum ceratites* Goldf., *Favosites goldfussi* Orb., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Pachipora cervicornis* Bl., *Athyris helmerseni* Buch., *A. concentrica* Buch., *Atrypa reticularis* L., *A. desquamata* Sow., *Schizophoria striatula* Schlth., *Spirifer jeremeyewi* Tschern., *Sp. curvatus* Schlth., *Rhynchonella livonica* Buch., *Rhynchonella procuboides* Keyes., *Strophomena interstitialis* Keyes., *Dechenella romanoskii* Tschern.

Оба горизонта известняков относят к живетскому ярусу.

В более северных частях западного склона, на Чусовой, в Кизеловском районе и далее к северу среднедевонские отложения начинаются с грубозернистых кварцевых песчаников с прослоями конгломератов; мощность этого горизонта, относимого к эйфельскому ярусу, в Кизеловском районе колеблется от 20 до 250 м [1599]. Выше их на севере залегают живетские известняки, имеющие 50—150 м мощности; в восточных частях бассейна Вишеры наблюдается переслаивание известняков с *Pentamerus baschkiricus* с кварцевыми песчаниками (Дуткевич [1616]). В Причусовском районе в верхней части живетских известняков залегает интересный горизонт красных и серых глин, глинистых сланцев и песчаников до 40 м мощностью, содержащих слои глинистых красных оолитовых железняков.

В виде известняков и доломитов представлен средний девон также и на Новой Земле.

На восточном склоне хребта средний девон, подобно нижнему, состоит из вулканогенных пород, среди которых известняки с ископаемыми образуют прослой и линзы. Отличие среднедевонских образований от нижнедевонских на Южном Урале служит то, что здесь «покрывы изверженных пород имеют уже незначительное развитие, и вместо них значительного развития достигают мощные толщи туфов и туфогенных песчанико-сланцевых образований, причем вулканический материал представлен здесь преимущественно уже более кислыми породами типа кварцевых альбитофиров. Местами в самых верхах этой свиты имеются слои известняков нередко с весьма богатой фауной (*Stringocephalus burtini* Defr. и другие брахиподы, кораллы, строматопоры и прочая фауна D_2^2), покрывающиеся или замещающиеся преимущественно серыми кремнистыми сланцами (верхняя яшмовая толща)» [308].

Чтобы дать более конкретное представление о составе среднедевонских пород восточного склона, мы приведем описание их последовательности в одном из разрезов Орского района, по Петренко [1619], который определяет мощность развитых здесь образований в 2 000—3 000 м. По речкам Колпачке, Богодановке и Казак-Чикнан последовательность относимых к среднему девону слоев, начиная снизу, такова:

«1. Порфиновые или ортофировые грубозернистые туфы с крупными гальками, яшм серо-зеленого цвета, с подчиненными им прослойками зеленых яшм и кремнистых зеленых сланцев. Выше туфовые прослойки постепенно исчезают.

2. Тонкозернистые кремнистые зеленые сланцы с подчиненными прослойками порфировых и порфировых туфов.

3. Грубообломочные порфировые туфы и туфобрекчии с обломками яшм, кремнистых сланцев и известняковыми линзами с *Rhynchonella subcordiformis* Sch n u r., *Alveolites suborbicularis* L a m., *Favosites* sp., с подчиненными прослойками кремнистых сланцев.

4. Свита темновозеленых... кератофировых туфов (кристаллических) с подчиненными прослойками плагиоклазовых порфиров, их контактовых туфо-брекчий и туфитов кератофирового состава.

5. Черные листоватые сланцы с растительным мусором, переслаивающиеся с темновозелеными туфами.

6. Серые кремнистые сланцы с неопределенными растительными остатками.

7. Тонкокристаллические, сильно выветренные, листоватые темные, и темнокоричневые сланцы с остатками растений — *Aphillopteris*, *Hosiumella hosiumensis* P o t. et B e r n.

8. Темносерые, железистые, частично окремненные сланцы.

9. Темные, с концентрическим стяжением глинистые туфосланцы.

10. Светлосерые и темновозеленые хлоритизированные песчаники, с остатками растений — *Aphillopteris*, *Leptophleum rhombicum* D a w s., *Zosterophyllum myretianum* P e r n. с прослойками подчиненных им альбитовых туфов и хлоритизированных и частью карбонатизированных туфобрекчий.

Большой интерес представляет нахождение в верхних частях описанного разреза растений. «Весь комплекс растительных остатков, — говорит Петренко, — по словам В. Д. Принада, представлен компонентами псилофитовой флоры, господствовавшей в нижнем и среднем девоне. Бросается в глаза полное отсутствие среди них остатков папоротников, широко развитых в верхнедевонских флорах, а также сходство их с находками флоры среднего девона в *Poparn* в Норвегии».

Верхний девон начинается на западном склоне Южного Урала кварцевыми песчаниками, но главная часть его состоит из известняков, толщу которых по фауне можно подразделить на два отдела.

Нижний из них (D_3^1 Чернышева), приравняемый к франскому ярусу Западной Европы, выражен двумя основными фациями. Наиболее распространены светлые и серые известняки с большим количеством брахиопод, пелеципод, мшанок и относительно малым числом гониматитов. Особую весьма оригинальную фацию представляют тонкослоистые черные и темносерые известняки и сланцы, то содержащие большое количество гониматитов и птеропод (*Tentaculites*), то одних тенкулитов, то, наконец, лишенные ископаемых; фация эта получила название доманиковой от р. Доманик на Южном Тимане; доманиковые породы отличаются от других особо высоким содержанием органического вещества. Из брахиопод, встречающихся во франских слоях, следует упомянуть прежде всего *Spirifer katavensis* N a l i v k., который до последнего времени смешивали со *Sp. anosofi*, *Sp. archiaci* M u r c h., *Sp. disjunctus* S o w., *Reticularia curvata* S c h l t h., *Cyrtina heteroclitia* D e i r., *Rhynchonella cuboides* S o w., *Pugnax pugnax* M a r t., *Strophalosia productioides* M u r c h.; из гониматитов руководящую роль играют *Tornoceras simplex* B u c h., *Monticoceras intumescens* B e u r.; из кораллов встречаются *Cyatrophylum caespitosum*, *Favosites cervicornis* и др.

Верхний отдел (D_3^2 Чернышева), отвечающий фаменскому ярусу, представлен желтоватыми, серыми и розоватыми известняками, в которых можно также выделить две фации — брахиоподовую и гониматитовую; для первой характерны *Spirifer archiaci* V e r n., *Orthothetes umbraculum* S c h l t h., *Productus subaculeatus* M u r c h., *Pugnax pugnax* M a r t., а для второй — гониматиты (*Cheiloceras subpartitum* M u n s t. и другие представители этого рода, *Tornoceras costatum* P e r n a, *Sporadoceras inflexum* W e d., *Proloclites delphinulus* S a n d b.) и клммении (*Glymenia*

potpectji We d., *Cl. karpinskii* P e r n a, *Cl. annulata*, *Cl. dubia* L o e w.-L e s s). Пэрна показал, что в гоннатитовой фацции можно выделить три зоны — нижнюю с *Cheiloceras*, среднюю — с *Prolobites* и верхнюю с *Cl. annulata*.

В Среднем и Северном Урале верхний девон в общем сохраняет описанный сейчас характер, но клименийевый горизонт здесь в большинстве случаев выделить не удастся. Заслуживает упоминания, что в Чусовском и Вишерском районах в верхних горизонтах фаменского яруса появляются прослои песчаников и сланцев, в которых местами встречаются растительные остатки [1 599, 1 616].

Большое внимание привлекают к себе указания Янишина, что в Мугоджарах верхний девон налагает на среднедевонские образования несогласно [1 635].

Мощность верхнедевонских известняков сильно колеблется в зависимости от фацции. Там, где весь верхний отдел выражен гоннатитовыми и клименийевыми известняками, мощность его не превышает 40—60 м, тогда как в области развития брахиподовой фацции она увеличивается до 500—600 м.

Верхнедевонские образования восточного склона Урала существенно разнятся от описанного типа и обнаруживают большую фацциальную изменчивость. Франские слои здесь то представлены обычными известняками с *Monticoceras intumescens* и *Rhynchonella suboides*, то эти известняки переходят в верхних горизонтах в известняковые конгломераты с примесью галек изверженных пород, то целиком замещаются зелеповатыми глинистыми сланцами с прослоями известняков, песчаников и конгломератов. Отложения фаменского яруса имеют преимущественно обломочный характер и состоят из изменчивой толщи песчаников и глинистых сланцев с прослоями конгломератов и известняков, в которых местами в изобилии встречаются характерные ископаемые фаменского яруса; в песчаниках и сланцах нередко встречаются остатки растений. Вверх фаменские отложения постепенно переходят в каменноугольные.

Вулканического матернала верхнедевонские образования восточного склона содержат в себе значительно меньше, нежели среднедевонские, но все же и они заключают значительные толщ туфогенных пород и местами небольшие покровы кварцевых альбитофиров, роговообманковых порфиритов и др.

От Северного Урала на NNW в Большеземельную тундру отходит полоса девонских пород, входящих в состав хребта Чернышева [384, 416, 138]. Здесь развиты все три отдела системы, представленные, главным образом, известняками; значительно меньшую роль в верхних частях толщи играют также известково-глинистые сланцы.

На Новой Земле верхнедевонские отложения состоят главным образом из известняков и доломитов. Между средним и верхним девоном здесь залегает толща песчаников и сланцев с туфами, вулканическими брекчиями и лавовыми покровами [299, 301, 336, 339, 429, 435].

Средняя Азия

Продолжением уральского девона является девон горных сооружений Средней Азии [213, 214, 279, 280, 285, 298, 311, 315, 316, 317, 322, 323, 329, 333, 350, 352, 354, 355, 383, 388, 391, 397, 424, 432, 433, 436].

Морские отложения и ниже девонского времени палеонтологически доказаны только для южных дуг Тянь-шаня, где

они выражены толщами известняков, налегающих на верхнесилурийские образования. Там, где последние представлены известняками, как на р. Исфаре, провести определенную границу между силуrom и девоном бывает довольно трудно. Известняки содержат в себе богатую и разнообразную фауну уральского герцина, из которой мы назовем *Karpinskja conjugula* Tschern., *Spirifer uralo-altaicus* Grun., *Sp. najadum* Barr., *Rhynchonella princeps* Barr., *Rh. nymphe* Barr., *Pentamerus sieberi* Buch., *P. optatus* Barr., *Atrypa oriens* Eichw., *Strophomena stephani* Barr.

Относительно распространения морских среднедевонских отложений существующий фактический материал не позволяет еще сделать вполне определенные выводы. Известняковая фация их обнаружена до настоящего времени подобно нижнему девону только в южных дугах Тянь-шаня, и Наливкин принимает, что в область северных дуг морской средний девон не распространяется; Машковцев [388], однако, отмечает, что в верхних частях песчано-туфовой толщи, подстилающей в Чоткальском хребте верхнедевонские известняки, встречаются и некоторые среднедевонские ископаемые.

Среднедевонская известняковая толща, южных дуг Тянь-шаня Наливкиным по фауне подразделяется на два отдела; не входя в подробности этого деления, отметим, что известняки содержат фауну, очень близкую к фауне Урала. Мы назовем: *Pentamerus baschkiricus* Tschern., *P. pseudobaschkiricus* Tschern., *Strigoccephalus burtini* Deff., *Strophodontia uralensis* Vern., *Productus mesodevonicus* Nal., *P. navicellus* Hall, *Atrypa reticularis* L., *A. aspera*.

Нижние горизонты верхнего девона (франский ярус), характеризующиеся присутствием *Rhynchonella* группы *Rh. suboides* вместе с многочисленными *Atrypa* и *Pentamerus*, палеонтологически доказаны также только в южных дугах Тянь-шаня и в возвышенностях к юго-востоку от Ташкента; выражены они здесь известняками.

В северных хребтах Тянь-шаня, вместо описанной известняковой толщи нижнего, среднего и частью верхнего девона, мы находим между силурийскими и верхнедевонскими отложениями свиту пород совершенно иного петрографического характера. В Чу-Илийских горах, Джунгарском Ала-тау, Запныйском Ала-тау, Таласском и Кузнецком Ала-тау и Чоткальском хребте свита эта состоит, главным образом, из порфиритовых и альбитофиритовых лав, вулканических туфов и брекчий; вверх эти породы местами переходят в красноцветные песчаники, часто аркозовые, и сланцы, которые также содержат примесь туфового материала. В Кара-тау нижнему и среднему отвечают мощные, до 600—1 000 м, толщи красных, малиновых и зеленоватых песчаников и конгломератов; местами породы эти содержат также прослойки угля и остатки растений—*Archaeopteris* и *Stigmatodendron* [285].

Заканчиваются девонские отложения всюду как в южных, так и в северных дугах известняками фаменского яруса, которые на западном склоне Кара-тау имеют огромную мощность (1 000—2 000 м) и налегают на только что описанную красноцветную толщу, в южных же дугах Тянь-шаня венчают собою ранее рассмотренную известняковую толщу. Из ископаемых, характеризующих эти породы, мы назовем *Productus subaculeatus* Murch., *Pugnax pugnax* Mart., *Chonetes turlanica* Nal., *Camarotoechia turanica* Rom., *Spirifer verneuili* Murch., *Sp. archiaci*

Вегт. Отметим, что, в Кара-тау имеются также слои, содержащие смешанную фауну девонско-каменноугольного типа.

Нетрудно видеть, что девонские отложения, развитые в южных дугах Тянь-шаня, чрезвычайно близко напоминают тот тип девона, который характеризует восточные части западного склона Южного Урала. Что касается девонских образований северных дуг, то они ближе всего стоят к девону Казакской складчатой страны.

Казакская складчатая страна

Оба типа девонских пород северного Тянь-шаня, Кара-тауский и Чу-Илийский находят свое продолжение в северо-восточном Казахстане [268, 271, 403, 1594, 1461, 1600, 1474, 1473, 1475, 1481, 1501, 1502, 1531, 1538, 1569, 1577, 1578, 1590, 1591, 1571, 1631, 1618].

По западной окраине его, в горах Улу-тау девон начинается толщами красных песчаников и конгломератов, иногда очень мощных, которые налегают то несогласно на порфиритовую свиту «силура-девона», то непосредственно на докембрийские образования. Кверху конгломераты постепенно сменяются коричневыми и красными песчаниками, содержащими местами прослой мергелей и известняков. Заканчивается девон в Улу-тау темносерыми, частью глинистыми известняками, содержащими верхнедевонские ископаемые *Spirifer archiaci* M u r c h., *Productus meisteri* R e e t z и др.

Тот же в общем характер сохраняют девонские отложения и по северной окраине страны, по среднему Ишиму и в Кокчетавском районе, но здесь строение их несколько усложняется тем, что между конгломерато-песчаниковой толщей и порфиритовой свитой силура местами вклинивается толща альбитофировых лав. В центральных частях страны, в бассейне Нуры, в районе Караганды, Успенского рудника и пр., на порфиритовую толщу силура-девона всюду уже налегает несогласно мощная толща кислых альбитофировых лав, чередующихся с туфами, туфовыми конгломератами и песчаниками. Выше и здесь залегают песчаники, в верхних горизонтах которых местами находимы были уже верхнедевонские ископаемые (*Spirifer verneuil*). Местами над песчаниками сохранилась и известковая толща с характерными для нее *Productus meisteri*, *Spirifer calcaratus* и др. Мощность девона в районе Бер-кара достигает 2 000 м.

Возраст красных песчаниково-конгломератовых толщ и подстилающих их альбитофиров выясняется разрезами в Баян-аульском районе, девон которого сравнительно подробно изучен Кассиным [1569].

Толща альбитофировых лав с туфами, туффитами и конгломератами, сложенная в Баян-аульском районе нижними горизонтами девонских образований, то выдвигается до 1 500 м, то вовсе выклинивается.

На нее налегают грубые аркозовые песчаники и конгломераты, имеющие также весьма неравномерную мощность: местами они вовсе отсутствуют, местами же достигают 450 м.

Конгломераты кверху сменяются песчаниками, которые в нижней, большей части (100—200 м), содержат растительные остатки, именно *Psilophyton* и *Arthropostigma*, в нижней же (12—20 м) делаются известковистыми и заключают *Spirifer murchisoni* C a s t.; *Sp. carinatus* S c h n i g.; ископаемые эти указывают на верхние горизонты нижнего девона, именно верхнекембрийские слои.

Выше следует толща серых, спиеватых, розовых и красных песчаников с прослоями мергелей и известняков от 300 до 1 000 м мощности. В песчаниках нередко встречаются растительные остатки, а местами даже прослойки угля, а в мергелях и известняках — довольно обильная фауна, позволяющая подразделить рассматриваемую толщу на среднедевонскую (эффельский и живетский ярусы) и верхне-

девонскую (франский ярус) части. Среднедевонские образования характеризуются присутствием из растений *Psytrophylum*, а из животных — многочисленных кораллов — *Favorite polymorphus* Gold., *F. columnaris* Man., *F. eifelensis* Nich., *Cyathophylum caespitosum* Goldf., *C. hexagonum* Goldf., брахипод — *Dialasma burlingtonensis* Wh., *Spirifer audaculus* Comp., *S. undiferus* Roem., *S. frequens* Bubl., *S. micronatus* Hall, *S. medialis* Hall и др. Верхнедевонские слои из растений содержат *Lepidodendron*, *Asterocalamites*, а из брахипод — *Spirifer verneuili* Murch., *Productus* из группы *P. subaculeatus* Murch., *Athyris concentrica* Buch. и др.

Заканчивается девон в Баян-аульском районе толще известняков, в основании которых залегает конгломерат в 2—4 м; общая мощность известняков доходит до 300 м. Нижняя половина их относится еще к девону, содержит фауну-фаменского яруса, а верхняя характеризуется уже нижнекаменноугольной фауной. Из ископаемых для нижних горизонтов известняковой толщи характерны *Spirifer sulcifer*, Hall, *S. calcaratus* Sow., *Ambocoelia umbonata* Hall, *Productus speciosus* Hall, *Pr. meisteri* Peetz.

В более южных частях страны, с приближением к оз. Балхаш, строение девонских образований меняется в том отношении, что альбитофировые лавы и туфы, на севере сосредоточивающиеся лишь в их основании, поднимаются выше, и покровы этих пород, а также пласты туфового материала встречаются среди пород, которые содержат не только среднедевонскую, но даже и верхнедевонскую фауну. Нужно отметить, что местами в Прибалхашье девонские породы, именно песчаники и сланцы, оказываются вовсе лишенными остатков животных и, наоборот, в изобилии содержат растения и даже слои углестых сланцев и угля; в нижних частях развитых здесь песчаников встречаются *Psilophyton*, *Athrostigma*, в средних — *Psilophyton* и *Duisbergia* и в верхних — *Lepidodendron* и *Asterocalamites*.

Для ближайшей характеристики девона северного Прибалхашья мы рассмотрим подробнее его строение в верховьях р. Токраун [1 618]. Здесь несогласно на древнепалеозойских породах залегает мощная толща красноватых и фиолетовых альбитофиров, более или менее богатых кварцем, и их туфов. Нередко среди альбитофиров встречаются порфиры, а также прослои осадочных пород, представленных туфо-песчаниками, песчаниками и песчано-глинистыми сланцами. На эти породы налагает свита, называемая Падалою [1 618] красноцветной или пестроцветной. Граница между двумя этими свитами является совершенно условной. «Вся равнина между ними, — говорит Падалка (стр. 28), — заключается в том, что в красноцветной свите большее участие принимают осадочные породы, а в толще порфиров (альбитофиров) и их туфов они встречаются редко и в малом количестве... Строение красноцветной свиты в различных местах различно: в одних местах преобладают эффузивы, образующие то довольно тонкие покровы, то большие купола, выделяющиеся на местности в виде обособленных сопок; в других такое же значение имеют туфы, а в третьих порфиры и туфы имеют подчиненное значение, залегая в виде не мощных покровов и пластообразных залежей среди осадочных пород, именно туфо-песчаников, песчаников и песчаных сланцев. Мощность красноцветной свиты очень сильно колеблется; она то почти вовсе выклинивается, то увеличивается до 750 и даже до 2 000 м. В большинстве случаев красноцветная свита покрывается конгломератами крайне изменчивой мощности (0,5—400 м) и маломощными песчаниками. За этими породами следуют известняки, пакки которых иногда переслаиваются с песчаниками и конгломератами. В известняках местами встречается довольно обильная фауна самых верхних горизонтов девона: *Spirifer sulcifer* H. G., *S. posterus* Hall, *Productus praelongus* Sow. и др. Известняки покрываются верхней красноцветной свитой, состоящей из тех же пород, что и нижняя. Заканчиваются девонские отложения чередующимися пластами песчаников, конгломератов, сланцев и известняков.

Девонские отложения широко распространены также в юго-восточных частях Казахских степей, в хребтах Чингиз, Акта-тау, Тырбагатай, но здесь строение их еще недостаточно выяснено [1 531, 1 563, 1 577, 1 585, 1 590, 1 606]. Как и в предыдущих местностях, здесь развиты

сланцы, песчаники, конгломераты, кристаллические известняки со средне- и верхнедевонскими ископаемыми, а также разнообразные вулканические породы и их туфы. В подробности строения, за невозможностью дать более или менее разработанную и широко приложимую стратиграфическую схему, я входить не стану.

Алтай

Девонские породы достаточно широко распространены в пределах Алтая, но еще очень несовершенно изучены [421, 1 482, 1 483, 1 485, 1 594, 1 596, 1 605, 1 624, 1 629, 1 613, 1 621]. Поскольку сейчас известно, можно наметить три главных области девонских образований: одна из них лежит на юго-западе, в Рудном Алтае, а другая тянется полосой в Среднем Алтае от нижнего течения р. Чарыша к водоразделу Коксу и Урсула (Коргонский хребет) и далее на ESE в Чуйские Альпы и верхнее течение р. Чуи; наконец, третья обширная область развития девона лежит на северо-востоке, на водоразделе Чулышмала и Башкауса, в бассейне Телецкого озера и левых верхних притоков Бии.

Сравнительно хорошо изучены в настоящее время только девонские отложения Рудного Алтая в окрестностях Риддеровского рудника и в нижнем течении Убы. Девон залегает здесь на описанных ранее породах древнепалеозойской или докембрийской метаморфической свиты, повидимому, несогласно. Начинаются девонские образования мощной, до 500 м, толщей порфиров, красных и зеленых вулканических туфов и брекчий, часто совершенно лишенных органических остатков. В верхних горизонтах этой толщи на Риддеровских рудниках встречаются, однако, пласты известняков и сланцев, из которых Чернышевым определены ископаемые, указывающие на верхние горизонты нижнего девона, именно на кобленские слои [1 629]: *Phacops altaicus* Tschern., *Proetus Ochleri* Bayle, *Goniatites lateseptatus* Beyr., *Platyceras disjunctum* Gieb. var. *altaica* Tschern., *Athyris undata* Deffr., *Spirifer altaicus* Tschern. и др. К тому же горизонту Петц [1 621] относит песчаники и сланцы окрестностей Змеиногорска, но позднейшие исследования Вубличенко [1 593] делают вероятным, что мы имеем здесь дело не с нижне-, а среднедевонскими образованиями; несомненно, среднедевонские отложения в Змеиногорском районе представлены известняками с *Atrypa reticularis* L., *A. aspera* Phill., *Favosites goldfussi* Orb., *Pachypora cervicornis* Blainv., *Cyathophyllum caespitosum* Goldf. Выше их залегают, по Петцу, толщи сланцев, песчаников и конгломератов зеленого, розового и желтого цвета с неясными растительными остатками, относимые названным автором к верхнему девону.

Отчетливое представление о строении средне- и верхнедевонских образований в северных частях Рудного Алтая дают разрезы в бассейне Убы, изученные Вубличенко [1 483]. Здесь над описанной выше нижнедевонской толщей эффузивных пород, имеющей 600 м мощности, залегают известняки с обильной среднедевонской фауной (около 20 м); выше следуют опять мощные (до 2 000 м) толщи эффузивных пород и их туфов, покрываемые известняками с типичной верхнедевонской фауной, которая была изучена еще Чернышевым [421].

За известняками опять следуют толщи эффузивных пород и их туфов до 4 000 м мощности, среди которых кое-где встречаются верхнедевонские ископаемые.

Судя по Убинскому району, можно было думать, что вся толща девона Рудного Алтая в основном состоит из вулканогенных пород, содержащих в себе лишь редкие прослои известняков; однако, южнее, в бассейне р. Ульбы, по Нехорошеву [1 483], верхнедевонские породы слагаются, главным образом, из известковых и аркозовых песчаников и зеленоватых глинистых сланцев; изверженные породы

здесь играют лишь незначительную роль. Таким образом, выясняется, что вулканические породы распространены весьма неравномерно, и в различных районах роль их сильно равняется.

В средней полосе Алтая, в бассейне Ануя и Песчаной, а также в Коргонском хребте [1 624] девонские образования начинаются, как и в Эмелинском районе, расположенными зелеными толщами, состоящими частью из именованных песчано-глинистых пород, частью же из кислых эффузивов. Вверху эта толща переходит в характерную свиту черных глинистых и углистых сланцев с простыми известняками, которая прослеживается также и в Чуйских Альпах. Еще выше следуют красноцветные породы, начинающиеся конгломератами и содержащие эффузивные породы, их туфы и брекчии. Все эти породы Усов относит к нижнему девону. Среднедевонские образования встречаются на р. Коргон; они начинаются мощными конгломератами, за которыми следуют песчаники с кислыми эффузивами и, наконец, мергелистые породы.

Ближний к описанному состав имеют девонские образования на крайнем востоке. По северной окраине Чуйской степи Нехорошев [1 432] обнаружил мощное развитие вулканогенных образований, охватывающее эту область с Убинским районом Горного Алтая. «Там мы имеем,—говорит он,—следующий состав отложений, относимых к девону: внизу мощная туфогенная толща (нижняя граница ее неясна, так как в изученном разрезе она соприкасается с более древними породами тектоническими). Выше туфогенная толща постепенно обогащается песчаниками и сланцами и принимает характер красноцветной толщи. Мощность этой песчано-глинистой свиты метров 500. Выше в песчано-глинистых отложениях начинают появляться прослои известняков с фауной, вначале тонкие, а выше постепенно утолщающиеся, достигая в верхней известковой чашке метров 50. В верхних частях этой свиты, помимо красноцветных и серых песчаников, глинистых сланцев и известняков, имеется покров мелафиров и туфов. Мощность всей свиты измеряется сотнями метров». Известники содержат довольно обильную верхнедевонскую фауну, из которой я назову *Atrypa spinosa* Hall, *Chonetes setigera* Hall, *Productus subaculeatus* Murch., *Pentamerus altaiensis* Nal., *Spirifer medialis* Hall, *Leptaena rhomboidalis* Wilck.

В северо-восточных частях Алтая строение девонских отложений существенно меняется. Морские отложения здесь неизвестны, и широким распространением пользуется мощная красноцветная толща, состоящая из сланцев, песчаников и конгломератов, окрашенных в красные, желтые и зеленые тона; немалую роль в строении этой толщи играет также туфогенный материал. «В центральных частях Горного Алтая,—говорит Нехорошев,—на водоразделе системы Катунь и Бий, пестроцветная толща начинается сланцами, песчаниками и конгломератами с крупной, до 30 см, галькой эффузивов и известняков. Мощность конгломератов достигает метров до 150; на них налегают зеленые и фиолетовые филлитизированные сланцы, а выше — покров плагноклазового порфирита. Выше преобладают эффузивы и туфы, среди которых встречаются песчаники, сланцы и тонкие прослои доломита. Органических остатков, за исключением «ходов червей», в этой толще обнаружить не удалось. По литологическому составу эта толща может быть параллелизована с нижней красноцветной толщей Минусинского края; она также прибрежного или наземного происхождения».

Салаир, Кузнецкий Ала-тау, Саяны

К северу от Телецкого озера, в бассейне правых притоков Бий (р. Лебедь) и Кондомы, девонские отложения обнаруживают известное сходство с североалтайскими. Кузьмин [1 522] и Тюменцев [1 540] подразделяют их толщу на две части, относя нижнюю к среднему и нижнему девону, а верхнюю — к верхнему. Нижняя часть состоит, главным образом, из красных песчаников различной крупности зерна, иногда косвенносплошных и такого же цвета песчаных и глинистых сланцев; нередко в песчаниках замечается значительная примесь туфогенного материала; иногда встречаются прослои мергелистых сланцев и мергелей. Верхняя часть девонских пород отделяется от нижней в бассейне Лебеда мощным пластом конгло-

мерата, состоящего в значительной части из красных песчаников подстилающей свиты; выше конгломератов залегают толщи красных песчаников и глинистых сланцев, к которым сверху присоединяются туфогенные образования, а также потоки и покровы лав мелафирового типа.

Наличие конгломератов на границе двух свит указывает на существование какого-то перерыва в образовании осадков, который, повидимому, связан с несогласием двух рассматриваемых свит; об этом говорят указания обоих упомянутых авторов на различия в простирании пород нижнего и верхнего отделов. О существовании горообразовательных движений в эпоху, разделяющую отложение двух этих свит, говорит также отношение их к интрузивным гранитам и гранит-порфирам, которые дают активный контакт с породами нижней свиты и перекрываются породами верхней.

В бассейне Тельбеса, правого притока Кондомы, к нижней свите принадлежит, повидимому, несогласно перекрывающие силу мощные толщи эффузивных пород (авгитовых порфиритов, кварцевых альбитофиров и др.) и их туфов, среди которых встречаются толщи песчаников и известняков. Толща эта, получившая от Усова [1541] название тельбесской формации, прорвана гранодиоритами или адамеллитами, с которыми генетически связаны железорудные месторождения района — маргелиты. Прорывается тельбесская вулканогенная свита трансгрессивно конгломератами, за которыми вверх следуют красные и зеленые песчаники, а затем чередующиеся пласты серых известняков и красных плотных глинистых пород; в известняках встречаются изредка верхнедевонские ископаемые: *Spirifer archiaci* Murch., *Sp. disjunctus* Sow., *Atrypa reticularis* L., *Athyris concentrica* Buch., *Cyathophyllum caespitosum* Golf. и др. ([1536], стр. 371).

Сравнительно хорошо изучены девонские отложения, развитые по окраинам Кузнецкого каменноугольного бассейна на склонах Салаира и Кузнецкого Ала-тау. Основной работой для познания их является монография Петца [1620]; сводка данных по 1927 г. дана в работе Бутова и Яворского [1594]; кроме того, к девону Кузнецкого бассейна относятся следующие номера нашего списка: 268, 271, 1489, 1519, 1535, 1536, 1539, 1553, 1583, 1623, 1632, 1628, 1633, 1634.

Характерной особенностью распространения девонских пород по окраинам Кузнецкого бассейна является то, что нижне- и среднедевонские образования развиты по юго-западной, западной и отчасти северо-западной окраинам, тогда как на востоке распространены верхнедевонские отложения, трансгрессивно налегающие на породы более древнего возраста.

Нижнедевонские образования там, где сохранилась нормальная последовательность пород и контакт девона с более древними образованиями не является тектопическим, начинаются нередко довольно мощными основными конгломератами, состоящими из галек силурийских и более древних пород [1583]. Выше этого характерного горизонта залегают мощные толщи зеленокаменных туфов и изверженных пород, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых порфиров и др., чередующиеся с песчаниками и сланцами и содержащие небольшие прослои известняков с ископаемыми. В известняках у с. Пестеревского на р. Ур, левом притоке р. Инц, найдена фауна, характерная для герцинских известняков Урала, а именно: *Spirifer iberiensis* Tschern., *S. pentameriformis* Tschern., *S. indifferens* Barr., *Meristella turjensis* Tschern., *M. circe* Barr., *Rhynchonella nympha* Barr., *Rh. kuschuensis* Tschern., *Pentamerus optatus* Barr., *Bronteus elegans* Peetz и др. К более высокому горизонту относятся известняки окрестностей Гурьевского и Томского заводов, содержащие фауну, близкую к фауне культурногогатых слоев Германии, образующих переход от нижнего девона к среднему: *Atrypa reticularis* L., *Chonetes subquadrata* Roem., *Pentamerus acutolobatus* Sand., *Favosites goldfussi* Orb., *Pachypora cervicornis* Bl.,

Cystiphyllum vesiculosum Goldf., *Amplexus altaicus* Dyb. и др. Мощность известняков по р. Томь-Чумыш доходит до 1 000 м.

Среднедевонские породы подразделяются на два отдела. Нижний складывается кристаллическими и глинистыми известняками темной окраски, глинистыми сланцами с растительными остатками, песчаниками и конгломератами. Известняки и сланцы содержат обильную фауну, близкую к фауне пентамеровых слоев Урала — *Phacops latifrons* Bronn., *Spirifer undifer* Röm., *Retzia prominula* Röm., *Pentamerus baschkiricus* Vern., *P. pseudobaschkiricus* Tschern., *Cyathophyllum hexagonum* Goldf., *Heliolites porosa* Goldf., *Calceola sandalina* Lam. и др. Верхний горизонт среднего девона в противоположность нижнему состоит, главным образом, из песчаников, часто туфогенных, глинистых сланцев, порфиристых туфов и конгломератов; известняки, составляющие главную массу пентамеровых слоев, здесь играют второстепенную роль. Нередко встречаются диабазы, порфиристы, кератофиры и др. Известняки содержат много ископаемых, из которых мы назовем *Atrypa aspera* Schl., *A. desquamata* Sow., *Spirifer unosovi* Vern., *S. undifer* Röm., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Retzia lopatini* Stuck., *Productella subaculeata* Murch., *Stringocephalus burtini* (?), *Heliolites porosa* Goldf., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Mesophyllum cylindricum* Schlüt. и др.

Строение верхнедевонских отложений с наибольшей полнотой изучено по северо-западной окраине Кузнецкого бассейна, по рр. Стрельной, Сосновке, Глубокой [1 623]. Здесь под среднедевонскими породами залегает мощная, 800 — 1 000 м, толща песчаников и песчано-глинистых сланцев с прослоями, частью мощными, до 100 м, известняков. Породы эти содержат *Spirifer tenticulum* Vern., *S. zickzack* Roem., *S. micro-natus* Con., *S. archiaci* Murch. и др. и относятся, по мнению Тыкнова, к франскому ярусу. Фаменские слои начинаются известняками с *Productus meisteri* Peetz, *P. proelongus* Sow., *Productella murchisoniana* Con., ниже которых залегают зеленоватые и затем красноцветные сланцы.

По северо-восточной окраине бассейна, в куполообразном поднятии, которое прорезается р. Томью у устья Тайдона и Осиновой, а также по р. Кельбесу и Яе, верхнедевонские образования начинаются грубыми конгломератами, которые трансгрессивно и несогласно налегают на сильно смятые древненалеозойские породы; выше залегает довольно мощная (до 300 м) толща песчаников и глины, в нижних частях лишенных ископаемых и окрашенных в красные тона, а в верхних — зеленоватых и содержащих характерные для верхнего девона *Spirifer gerneuli* Murch., *S. archiaci* Murch., *Productella subaculeata* и др. Закачиваются разрезы на Яе известняками.

Широким распространением пользуются девонские образования в пределах Минусинской котловины [1 464, 1 499, 1 508, 1 509, 1 511, 1 545, 1 513, 1 523, 1 610], где за последнее время они изучались, главным образом, Баженовым, Вологдиным и Эдельштейном, в работах которых можно найти списки остальных относящихся к минусинскому девону работ.

Девон Минусинской котловины легко подразделяется на три части, из которых нижняя и верхняя складываются, главным образом, обломочными породами красной окраски и эффузивами, тогда как средняя состоит из известняков.

По северо-восточной окраине котловины, в бассейнах Тубы и Сисима,

в основании девонских образований располагаются огромные толщи магматических пород, которые прорывают древнепалеозойские образования и покоятся на размытой поверхности последних. Вологдин [1 464] выделяет среди пород этой серии три различных по возрасту группы.

К более древней группе относятся «частью залегающие в виде очень крупных тел и мощных покровов, — некоторые диабазы и порфиристы района, характеризующиеся той или иной степенью их зеленонаменного изменения в виде эпидотизации, хлоритизации, пиритизации, окварцевания вулканических пород, в составе которых наряду с основными наблюдаются и кислые в виде альбитофиоров и кератофиоров. Причина упомянутого изменения этих пород, несомненно, связана с относительно более молодыми интрузивными породами района». «Группа более молодых вулканических пород наряду с их большей свежестью характеризуется, вследствие, повидному, частой местной фациальной изменчивости, более пестрым структурно и текстурно комплексом пород. Здесь мы имеем большое развитие основных пород, преимущественно порфиристов и диабазов, характеризующихся темносерой, часто черной окраской. Среди этих пород, развитых частью в виде жил, но преимуществу же в виде покровов, наиболее основные породы представлены оливиновыми диабазами. Общие выводы, получающиеся в результате рассмотрения вопроса о связи эффузивных и глубинных пород района, заставляют считать упомянутые основные излияния частью непосредственно предшествовавшими, но, главным образом, по всей вероятности, синхроничными и генетически связанными с породами гранодиоритовой интрузии района; эта интрузия, несомненно является по возрасту более молодой, чем древнейшие из описываемых пород, и, несомненно, более древней, чем излияния последней фазы вулканической деятельности в крае».

Третья, наиболее молодая, группа представлена «весьма разнообразными, преимущественно кислыми породами, развитыми то в виде мощных и крупных тел, чаще же в виде покровов, весьма варьирующих по мощности (от нескольких метров до нескольких сот метров), то в виде жил, секущих все вышеописанные породы района, как метаморфические, эффузивные, так и глубинные породы гранодиоритовой интрузии. Породы этого типа обычно наблюдаются наряду с диабазами в составе жил, сериями секущих толщу кембрийских известняков и толщу метаморфических сланцев, причем они часто обнаруживают постепенные переходы от афировых и порфировых пород до поликристаллических зернистых». Цвет ортофиоров, кварцевых порфиров и альбитофиоров этой группы характерный красный. Из интрузивных пород в состав группы входят щелочные сиениты и щелочные аляскитовые граниты.

Образование древнейших членов описанной серии магматических пород Вологдин относит к верхнему силуру, а более молодых — к нижнему девону.

Толща осадочных девонских образований Тубинско-Спелмского района начинается крайне изменчивой серией песчаников и конгломератов, среди которых местами получают широкое развитие вулканические туфы и туфогенные песчаники, а также альбитофиры и кератофиры; иногда среди этих пород встречаются также прослой известняков, не содержащих ископаемых. В более высоких горизонтах свиты вулканогенный материал и известняки исчезают, и они слагаются из красных, бурых и зеленоватых песчаников, чередующихся с конгломератами; песчаники часто имеют косвенную слоистость и несут водноприбойные знаки и трещины высыхания. Самые верхние слои песчаников, отделяющиеся от нижележащих пород пачкой сланцеватых мергелей и известняков, имеют обычно желтоватую окраску. Общая мощность всей этой нижней красноцветной свиты, получившей от Эдельштейна название *абаканской*, достигает 1 000 — 1 400 м.

Ближний к описанному состав имеет абаканская свита и по левобережью Абакана, в бассейне Уйбата и Нени, но на юго-западе, по наблюдениям Баженова [1 511] в ней увеличивается роль эффузивных пород, которые здесь встречаются не только в нижних, но и в верхних горизонтах толщи, и кроме того, обособляется горизонт известняков, содержащих *Spirifer undifer* Roem., *S. curvatus* и др.

Средний отдел минусинского девона имеет мощность не больше 200 — 250 м. Он «начинается внизу темнобурыми глинистыми песчаниками, рухляками и песчаниковыми кремнистыми сланцами, которые кверху сменяются весьма тонкосланцеватыми, темными в свежем изломе, охристо-желтыми с выветрелой поверхностью известняками, которые местами (в горе Аз) содержат бедную фауну мелких пелеципод с весьма тонкой нежной раковиной. Некоторые горизонты этих известняков переполнены желваками черного кремня. Выше следуют известняки, содержащие в пескольных горизонтах весьма богатую по количеству особей, но бедную видами фауну брахиопод, пелеципод, гастропод, кораллов, мшанок и т. п. среднедевонского возраста» [1 499]. Из брахиопод, характеризующих известняки, следует упомянуть *Productella productoides* M u r c h., *Productus spinulicosta* H a l l, *Spirifer cheekiel* K o n., *S. martjanovi* S t u c k., *S. macrothyris* H a l l, *Atrypa reticularis* и др.; из моллюсков характерными являются *Pterinea bonissenii* O c h l., *P. lodanensis* F r e s c h., *Modiolopsis submissa* B a r r., *Avicula grewingki* V e n., *Modiolopsis interpolata* B a r r. Весьма характерными являются мшанки из родов *Heterotrypa*, *Dekaya*, *Lioclema* и др. [1 630]. По Чернышеву [421, стр. 137], известняковая толща относится к среднему девону, но Фрех [1 545] относит ее к кобленцким слоям, т. е. к верхним горизонтам нижнего девона.

Верхняя красноцветная свита, называемая Эдельштейном и Вологдиным *туранской*, имеет очень большую мощность, до 1 500 и даже 2 000 м. Она состоит из красно-бурых, красных, зеленоватых и реже серых и желтоватых песчаников, часто диагонально слоистых, глин, мергелей и песчанистых известняков; встречаются немощные прослои мелкогалечных конгломератов. Из ископаемых в этих породах находимы были остатки панцирных рыб (*Osteolepis*, *Holoptychius*) и растений (*Archaeopteridae*), так что девонский возраст их не возбуждает сомнений.

Из Минусинской котловины девонские отложения распространяются вдоль северной окраины Восточных Саян до меридиана Канска. Вблизи Красноярска красноцветные породы этого возраста были выделены Богдановичем [1 514] под именем *качинской свиты*, которая позднее была отнесена Обручевым к верхнему кембрию ([268], стр. 75). По новейшим исследованиям Кузнецова [1 526] качинская свита имеет большую мощность, повидимому, превышающую 1 000 м. Залегает она со слабым наклоном трансгрессивно и несогласно на размытой поверхности кембрийских известняков и по составу пород весьма напоминает красноцветные девонские отложения Минусинской котловины. Преобладающими являются красные малиновые, бурые и зеленоватые песчаники, нередко диагонально слоистые, глины, сланцы и мергели; в подчиненном развитии в виде прослоев встречаются конгломераты и известняки. Из ископаемых в нижних горизонтах толщ в изобилии встречаются растительные остатки—*Asteroxylon elterfeldense* K r a u s. and W e y l.; Богданович, кроме того, находил в известняках качинской свиты брахиопод и кораллов, сходных с видами из известняковой толщ Минусинской котловины.

Чтобы покончить с девонскими отложениями минусинского типа, можно упомянуть, что недалеко Вологдиным они были встречены в глубине Восточных Саян, в среднем течении р. Кизира [1 465]. Девонские образования сохранились здесь в грабене среди гранитов и осадочных пород нижнего палеозоя и образуют очень пологие складки, что резко отличает их от чрезвычайно сильно дислоцированных и метаморфизованных кембрийских и силурийских образований. Вологдин подразделяет рассматриваемые породы на три свиты, сопоставляемые им с тремя отделами минусинского девона. Нижняя свита, имеющая до 1 000 м мощности, состоит из чередующихся пластов красноватых, бурых и серых, обычно грубовершинистых песчаников и конгломератов, слагающихся из галек нижнепалеозойских пород. В верхних частях толщ находимы были остатки растений. Средняя свита, имеющая около 80 м, слагается чередующимися слоями известняков и конгломератов. Наконец, верхняя мощная (1 000 м) толща подобно нижней состоит из красных песчаников и конгломератов, но последние здесь играют незначительную роль. В средних слоях этих пород также находимы были остатки растений.

Кайнозойские горные сооружения

Кавказ

Принято думать, что в Главном Кавказском хребте девонские породы отсутствуют. Однако, Аталиным [153] в верховьях Кубани под несомненными каменноугольными отложениями обнаружена мощная, до 2 000 м, толща, слабо метаморфизованных пород, которая может относиться к девону. Согласно указаниям Кузнецова [1457а], Робинсоном присутствие девона доказано палеонтологически, но больше ничего мы об этом пока не знаем.

Хорошо охарактеризованные палеонтологически девонские образования развиты в Закавказье, в Армении, в бассейне Аракса и южных притоков оз. Гокча. Здесь в настоящее время известны средне- и верхнедевонские отложения, общая мощность которых в бассейне нижнего течения р. Восточный Арп-чай достигает, по Крикчовскому [1 609], 1 700 м. Среднедевонские породы налегают несогласно на кварциты неизвестного, быть может, силурийского возраста и состоят из известняков, переслаивающихся с темными, битуминозно-глинистыми сланцами. Среднедевонские известняки богаты кораллами, особенно *Cyathophyllum caespitosum* Goldf., *C. quadrigenum* Sow., *Favosites goldfussi* M. E.; далее в них встречаются *Calceola sandalina* L., *Pentamerus sieberi* Buch, *Spirifer inflatus* Schuch, *Bronteus* и др.

Граница среднего и верхнего девона отмечается немymi кварцитами, переслаивающимися с темными глинистыми сланцами. Выше следуют известняки и мергели, содержащие такие обычные верхнедевонские ископаемые, как *Spirifer archiaci* Murch., *Sp. verneuili* Murch., *Sp. disjunctus* Murch., *Rhynchonella cuboides* Sow.

Памир

Достаточно широко развиты, повидимому, девонские породы в пределах Памира, где выходы их известны пока в верховьях р. Зорташкол и в долине Ак-Байтал. Изучены они еще очень плохо. Фауна, собранная в известняках и глинистых сланцах с прослойками известняков и песчаников, указывает на средний и верхний отделы системы; отсюда известны *Productus subaculeatus* Murch., *Pr. hirsutus* Hall, *Spirifer verneuili* Murch., *Strophalosia compta* Reed, *Camarotoechia pamirica* Reed, *Pugnax acuminata* Mart. и др.

ОЧЕРК ИСТОРИИ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

Движения земной коры. Судьба горных сооружений, созданных вокруг Восточноевропейской плиты каледонскими горообразовательными движениями, была различна. Северо-западные Каледониды в течение всего девонского периода оставались сухой, представляя, повидимому, горные страны, доставлявшие в соседние низменные пространства массы обломочного материала, послужившего в Западной Европе и по периферии Балтийского щита для создания мощных толщ красных песчаников (древний красный песчаник, нижняя красноцветная толща Главного девонского поля). Горная область северных цепей Тянь-шаня и западных участков Казакской горной страны просуществовала до верхнедевонского времени, когда она погрузилась под уровень моря, а остальные возвышенности сохранились в течение еще более короткого времени,

именно в первую половину нижнедевонской эпохи. В начале нижнего девона море занимало очень небольшую часть изучаемой нами страны. Довольно узкий пролив тянулся на месте современного Урала, исключая его западную окраину, южных дуг Тянь-шаня и, вероятно, Памиро-Алайской горной страны; кроме того, отложения герцинского времени известны в Кузнецком бассейне, куда также, очевидно, проникал рукав

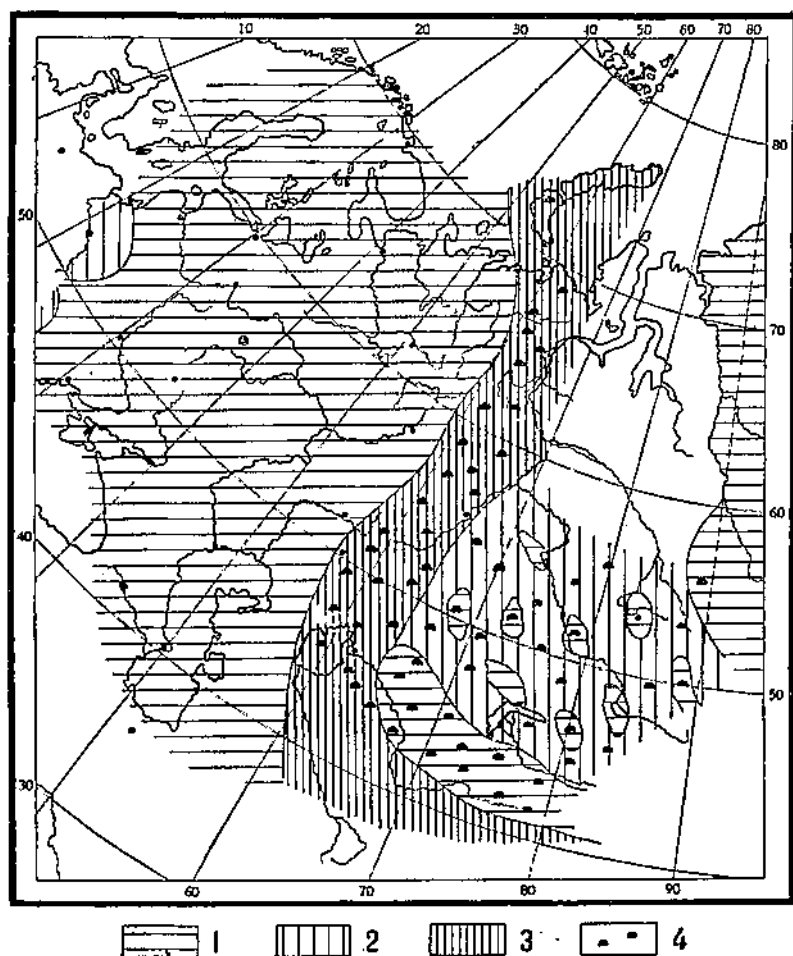


Рис. 8. Палеогеографическая карта второй половины нижнего девона.
1 — суша, 2 — область, покрытая морем с sill, 3 — область, покрытая морем со второй половины нижнего девона, 4 — вулканы.

моря. Вторая половина нижнего девона является началом огромной трансгрессии, которая, постепенно развиваясь, достигает максимума в начале верхнедевонского времени.

Во вторую половину нижнего девона (рис. 8) море проникает в область современной Польши, а на востоке под его уровень опускается частично район Казакской складчатой страны, Алтай и Кузнецкого бассейна; возможно, что к самому концу нижнедевонского времени море проникает и в область, занятую современной Минусинской котловиной. В среднем

девонские опускания распространяются на западную окраину Урала, где толщи песчанников с растениями сменяются морскими отложениями. Не может быть сомнения в том, что море продвинулось на запад в пределы платформы, именно в пределы Восточнорусской впадины, но, к сожалению, отсутствие сведений о строении девонских образований этой об-

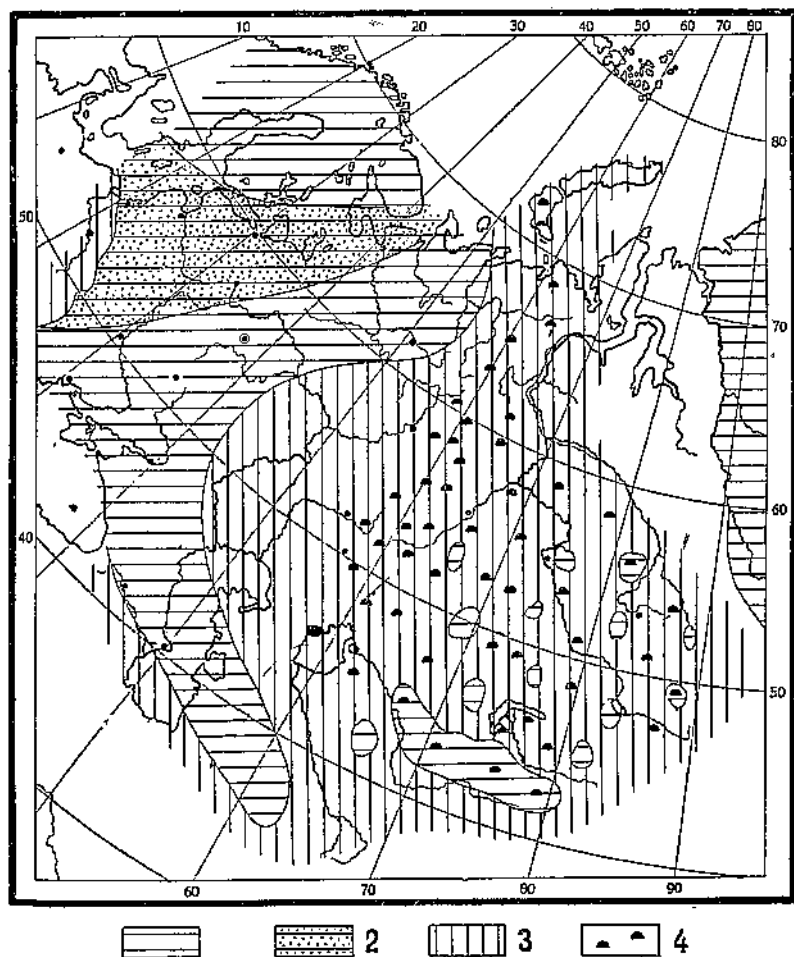


Рис. 9. Палеогеографическая карта среднего девона.

1 — суша, 2 — область накопления красцветных континентальных отложений, 3 — море, 4 — вулканы.

ласть не дает возможности определить, как далеко распространяются здесь среднедевонские образования. Решение этого вопроса, вероятно, даст обработка материала, полученного при глубоком бурении близ Новохоперска; при беглом просмотре его автору этой книги пришлось убедиться, что ниже типичных пород щигровского горизонта скважина прошла оолитовые железные руды и остановилась в известняках с большим количеством мелких трилобитов и *Pentamerus*. Фауна эта резко отличается от обычной верхнедевонской и, по всей вероятности, принадлежит к сред-

нему отделу системы. Поэтому мы условно пока принимаем, что в южных частях Восточнорусской впадины среднедевонская трансгрессия доходила до Новохоперского района, а в средних распространялась несколько западнее меридиана Новохоперска (рис. 9). Среднедевонские опускания не ограничились на платформе областью Восточнорусской впадины, но распространились на запад до окраин Балтийского кристаллического щита, где в среднем девоне началось отложение красных песчаников и глин, подстилающих известняки со *Spirifer muralis* Прибалтийской области.

На востоке, в районе Казакской горной страны и Алтайско-Минусинской области, в среднем девоне море также расширило свои границы, но страна отнюдь не погружалась под уровень вод полностью, и бассейн, без сомнения, был покрыт целым архипелагом больших и малых островов, усажженных вулканами.

В работе Кассина [1 473] мы находим следующую интересную характеристику физико-географических условий северо-восточного Казахстана в первую половину девонского периода, характеристику, которая вполне приложима и к остальным частям Урало-Сибирской геосинклинальной области. Горный рельеф, — говорит Кассин, — унаследованный от каледонских дислокаций, закончившихся в нижнем девоне, а также действующие с огромной силой вулканы в нижнем и среднем девоне обусловили горный, расчлененный рельеф для этой части Казахстана, по крайней мере для первой половины девона. Морские воды могли только распространяться в междугорных долинах проливов, размывая вулканические острова и вдаваясь заливами в сильно расчлененный материк. Отдельные вытянутые полосы девонских морских осадков, наблюдающиеся теперь, характеризуют отчасти эти морские бассейны. Красный цвет пород, зависящий от красного илистого цемента, повидимому, обусловленного размывом красных земель на материке, коралловые рифы, окружающие берега морских заливов и проливов, указывают на достаточно теплый, даже тропический климат в девоне. Частая встреча растительных остатков в песчаниковой толще, с одной стороны, указывает на то, что на материке в это время не была пустыня, были леса из простейших древовидных растений; с другой — эти растительные остатки свидетельствуют о наличии больших площадей суши, на которой развивалась и прогрессировала в своем развитии флора. Накопления растительного шлама местами дали прослой углистых сланцев и угля».

В первую половину верхнего девона (рис. 10) опускание и сопровождающая его трансгрессия моря достигают своего максимума. В Тяньшане погружается под уровень моря область северных дуг, в районе которых со времени каледонских дислокаций не накапливались морские осадки.

В северо-восточном Казахстане крупные участки суши остались, по Кассину, только на северо-востоке (Жокетавский и Улу-тауский районы) и, быть может, в Прибалхашье.

В области плиты море, наступая одновременно с двух сторон — с запада, из Польско-Германской геосинклинали, и с востока, от Урала — покрывает в палеогеновый и миоценовый век почти весь Восточноевропейский континент, оставляя незатопленными только Кавказ и область современного Азовско-Подольского массива с прилегающими к нему с запада и востока местностями. В этот момент устанавливается впервые за девонский период, а быть может и за всю палеозойскую эру прямое,

через платформу, сообщение между Уральским геосинклинальным прогибом и бассейном Западной Европы и вырабатывается в современных ее размерах Восточнорусская впадина с Подмосковной котловиной.

К этому же времени, по всей вероятности, относится и образование Днепровско-Донецкой впадины, именно южной ее полосы, которая за-

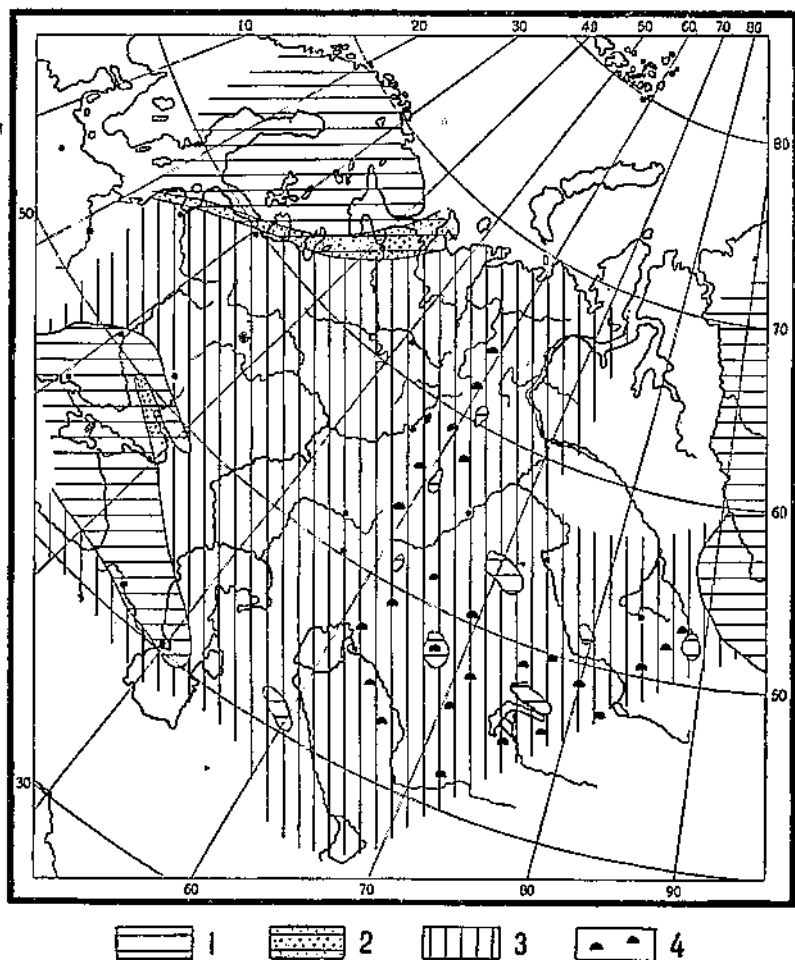


Рис. 10. Палеогеографическая карта начала верхнего девона (шигровский и семилукский век).

1 — суша, 2 — область накопления красноцветных континентальных отложений, 3 — море, 4 — вулканы.

нята в настоящее время Донецким бассейном. Мы видели в предыдущем, что в пределах последнего отсутствуют совершенно породы кембрийской и силурийской систем; не имеется отложений этого возраста и в области Воронежского кристаллического массива. Это заставляет считать, что в додевонское время Азовско-Подольский массив был связан с Воронежским в единый кристаллический щит и что разделяющей их теперь Днепровско-Донецкой впадины тогда не существовало. Присутствие в юго-западной части Донецкого бассейна мощной толщи озерных и лагуновых

отложений с верхнедевонской флорой и панцирными рыбами доказывает, что во вторую половину девонского периода на месте Днепровско-Донецкой впадины произошли опускания, положившие начало Донецкой геосинклинали.

Воронежский век является поворотным этапом в девонской истории платформы. В начале ее начинают появляться временные острова, на которых происходит отложение песчаников петинского типа. По окончании воронежского века приподнимается Балтийский щит с его под-

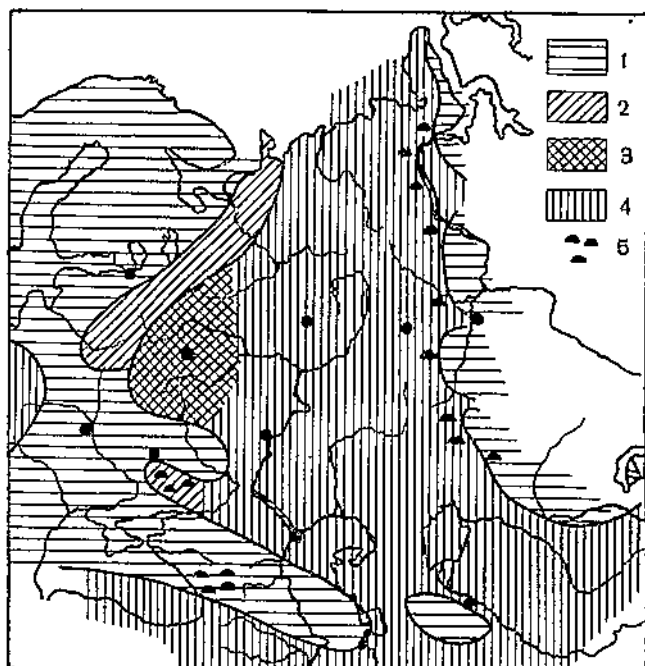


Рис. 11. Палеогеографическая карта конца верхнего девона (вторая половина лебедянского века).

1 — суша, 2 — область накопления красноватых пород; 3 — соленая лагуна, 4 — море, 5 — вулканы.

земными склонами и область подземного Полесского вала; море покидает эту область и Восточноевропейский бассейн вновь сильно сокращается и отделяется от западноевропейского полосой суши.

Максимум поднятий имел место в пределах плиты, повидимому, в середине лебедянского века (рис. 11), когда Подмосковная котловина превратилась в гигантскую соленую лагуну, в которой отлагались гипсы. Позднее здесь вновь установились более нормальные морские условия.

Поднятия во второй половине верхнего девона не ограничиваются плитой, но отчетливо дают себя чувствовать и на Урале. На них указывают многочисленные прослой конгломератов в верхнедевонских отложениях восточного склона хребта, в состав которых часто входят гальки ранее отложившихся верхнедевонских пород. На близость суши, образовавшейся в связи с этими поднятиями, указывает частое нахождение в верхнем девоне восточного склона Урала растительных остатков.

Еще более ярко проявляются поднятия на крайнем востоке изучаемой нами области, в пределах Минусинской котловины. Здесь морские среднедевонские отложения покрываются мощной толщей красноцветных пород, содержащих остатки панцирных рыб и растений и вполне аналогичных по условиям образования красноцветным песчано-глинистым образованиям южного склона Балтийского шита. Море покинуло в верхнем девоне эту область, и отложение осадков здесь происходило в солоноватоводных и пресных бассейнах, а частью в реках или даже на суше.

Подводя итоги сказанному, мы видим, что в общем девонский период был периодом опусканий земной коры и трансгрессии, сменявших поднятия и регрессию каледонской горообразовательной эпохи. Максимум трансгрессии падает на франскую эпоху, после которой одновременно и на платформе и в геосинклинальных областях опускаются поднятия.

Весьма интересным в настоящий момент представляется вопрос, имели ли место в течение девонского периода горообразовательные процессы. Для Урала существует ряд указаний на то, что средне- и верхнедевонские отложения налегают на более древние породы с более или менее резко выраженным несогласием. По Тихоновичу [410, 411], древние метаморфические сланцы Южного Урала не только дислоцированы сильнее, нежели средне- и верхнепалеозойские породы, но имеют даже иное простирание, нежели последние. В Мугоджарах, по одним указаниям [360, 403] древние кремнистые сланцы и песчаники покрываются непосредственно слоями со *Spirifer anosofoi*, а по другим [1 635] — верхний девон налегает на средний несогласно. Для Северного Урала в литературе также имеются указания на несогласное наложение среднедевонских пород на более древние (герцинские или верхнесилурийские) образования [368, 414]. По Либровичу [308], все эти указания, однако, не обоснованы надлежащим фактическим материалом. По сообщению Блохина, детальное изучение разрезов на западном склоне Южного Урала не открыло следов углового несогласия между нижнесилурийскими и среднедевонскими породами. Возможно, что часть указываемых в литературе несогласий, если они существуют, имеет тектонический характер и объясняется надвиганием одних пород на другие, что на Урале до сих пор совершенно не учитывалось.

По мнению Кассина [1 473, стр. 82], небольшие горообразовательные движения имели место в среднем девоне в Казакской складчатой стране; несогласий здесь не наблюдается, и за следы этих движений принимается Кассиным появление во многих пунктах мощных конгломератов.

Целую серию фаз девонской складчатости намечает для Алтая и Горной Шории Усов [1 624], но из них более или менее доказанной может считаться только одна, приурочивающаяся к границе нижнего и среднего девона; особенно доказательным является наличие в Горной Шории интрузий, приуроченных к указанной границе.

Весьма вероятной представляется складчатость на границе девона и карбона в Донецком бассейне и в Закавказье [1 609], так как и там и здесь нижнекаменноугольные породы несогласно налегают на девонские, в толще которых для Закавказья доказано присутствие среднего и верхнего девона.

Вулканическая деятельность. Девонский период в пределах геосинклиналей был периодом чрезвычайно напряженной эффузивной вулканической деятельности, которая начинается здесь в нижнем девоне, достигает максимума, повидимому, в среднедевонскую эпоху и значительно

ослабляется, а местами и вовсе затухает в верхнем девоне. Раньше всего, еще в конце среднего девона, повидимому, прекращаются излияния в северных частях Казакской складчатой страны, в Кузнецком бассейне и в Минусинской области. В южных частях Казакской складчатой страны, в северных дугах Тянь-шаня, на Алтае и на восточном склоне Урала извержения продолжают с большей или меньшей силой и в верхнем девоне, местами прекращаясь в первой его половине, местами же продолжаясь до его конца. На Урале вулканическая деятельность сосредоточивается на восточном склоне, не распространяясь на западный, который и в этом отношении, как и в отношении неполноты развития нижних горизонтов системы приближается к плите. В пределах последней, как в области Главного девонского поля, так и в Подмосковном бассейне всякие следы вулканической деятельности отсутствуют, но в девоне Тимана встречаются многочисленные мелкие интрузии и пластовые залежи диабазов, а в Донецком бассейне большими, повидимому, распространением пользуются порфиры. Следует также отметить, что значительная часть молодых изверженных пород Азовско-Нодольского щита может принадлежать девону.

Вулканические породы девонских излияний еще слишком мало изучены, чтобы можно было составить отчетливое представление об изменениях их состава во времени; тем не менее для отдельных местностей уже начинает выясняться, что такие изменения имели место и совершались с известной закономерностью.

На Урале, где девонский вулканический комплекс наилучше изучен, можно подметить определенную последовательность в составе вулканических излияний [179, 308, 361, 368]. «Состав последних не оставался всюду неизменным, но, чередуясь, менялся от базальтовой во время S_2 и D_1 к аплазитовой в D_2 и местами даже дацитовой магме» [361]. «В силуре и нижнем девоне главная масса эффузивов принадлежит алтунитовым и пироксеновым порфиритам и их туфам, в среднем и верхнем отделе системы преобладающими породами являются кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфы».

Аналогичные изменения претерпевают вулканические породы также, повидимому, и в Тубинско-Сисимском районе Минусинской котловины, как это можно заключить из приведенных выше слов Вологодина.

В противоположность эффузивам интрузивные породы среди образований девонского периода играют ничтожную роль. Если не говорить об интрузивах, связанных с новокаледонской складчатостью, и нередко относимых к девону, то мы можем указать, как на несомненные девонские образования, лишь на интрузии Горной Шории, которые прорывают здесь «тельбесскую формацию», и приурочиваются по времени своего образования к среднедевонской фазе складчатости; я не принимаю во внимание при этом мелкие интрузии основных пород, которые распространены довольно широко.

Обилие изверженных пород и их эффузивный характер в девонской системе находятся в явной зависимости от характера тех общих движений земной коры, которые доминировали в девонском периоде. Мы только что видели, что девон является в общем периодом погружения геосинклиналей и обширных трансгрессий, а мы уже из предыдущего знаем, что опускания сопровождаются эффузивной деятельностью. Зависит это, без сомнения, от того, что при образовании прогибов в геосинклиналях образуются трещины, достигающие таких глубин, на которых вещество спо-

собно при понижении давления переходить в подвижное эруптивное состояние и подниматься в виде расплавленной магмы на поверхность.

Так как образование трещин, по которым могла подниматься на поверхность магма, возможно только при растяжении земной коры, мы вправе предполагать, что погружение геосинклиналей обуславливается процессами, которые создают в земной коре растяжение. Чрезвычайно показательны, что в верхнем девоне, когда на Урале появляются признаки поднятий, вулканическая деятельность ослабляется. Это служит намеком на то, что поднятия связываются с процессами, обуславливающими закрытие трещины, т. е. с явлениями сжатия.

Те же растягивающие усилия чувствуются в момент погружения и трансгрессии на плите. Они сказываются здесь прежде всего, как и в геосинклиналях, в образовании расколов, по которым магма поднимается на поверхность, создавая эффузии. С другой стороны, возникновение трещин при наличии растягивающих усилий приводит к образованию огромных грабеноподобных опусканий. Наиболее ясно этот процесс сказывается в девонский период в южных частях плиты, где единый до этого времени докембрийский массив распался на Азовско-Подольскую и Воронежскую глыбы и Полесский подземный массив, разделенные грабенами Донецкой или Донецко-Мангышлякской впадины. Мы предполагаем, что аналогичные опускания имели место и вдоль восточной окраины платформы, а также в средних ее частях и привели здесь к образованию Восточнорусской впадины и Подмосковной котловины.

То немногое, что мы знаем о глубинных интрузивных породах девона, заставляет думать, что образование последних в противоположность эффузивным связывается с эпохами смядчатости, т. е. с моментами наибольшего сжатия участков земной коры.

Отложение осадков. Нам остается сделать несколько замечаний относительно характера и условий образования осадочных пород девонской системы.

В палеозойское время Восточноевропейская плита, значительно приподнятая над уровнем моря, судя по всему, была ареной усиленной эрозионной деятельности, так что здесь осадки, по видимому, вообще почти не отлагались; энергичное накопление континентальных красцветных пород началось только в среднем девоне, когда в плите развились уже тенденции к опусканиям. Материалом для образования толщ красцветных песчано-глинистых пород послужили продукты разрушения горных сооружений, созданных в новокаледонскую горообразовательную эпоху вдоль западных краев плиты.

В вертикальном разрезе девонские отложения плиты дают ясную картину законченного осадочного цикла: с наибольшей отчетливостью картина эта проявляется в области Главного девонского поля, где середина разреза занята известняками и доломитами морского происхождения, нижняя же и верхняя части состоят из песчаво-глинистых пород лагунного и континентального типа. Характерной особенностью последних является их красная окраска, с которой мы в дальнейшем очень часто будем встречаться в аналогичных образованиях.

Не входя здесь в рассмотрение сложного и далеко еще не вполне изученного вопроса об условиях образования красцветных пород, мы отметим только, что эта окраска свидетельствует об их отложении в мелких водоемах и на поверхности суши в условиях жаркого климата.

Более сложно и оригинально протекал процесс отложения осадков в области Воронежской кристаллической глыбы и в Подмосковной котловине. Здесь под девонном часто залегают элювиальные продукты распада докембрийских пород. Сами девонские отложения начинаются морскими обломочными породами (глины и мергели). Средние части толщ состоят из нормальных морских известняковых отложений. Верхняя часть девона, соответствующая верхней красноцветной толще Главного девонского поля, состоит также из карбонатных пород, но последние резко отличаются от нижележащих. Во-первых, среди этой толщи встречаются прослой обломочных пород (песчаники и известняковые конгломераты); во-вторых, известняки здесь замещаются доломитами, среди которых в образцах из скважин часто встречаются отдельные кристаллы и прожилки гипса и ангидрита; в-третьих, наконец, средние горизонты лебедянских пород в скважинах Бобриковского района и Москвы содержат мощные, в несколько десятков метров, пакки чередующихся слоев глины, мергелей и гипса. Это показывает, что лебедянские породы частично представляют не нормальные морские осадки, а отложения гигантской соленой лагуны, возникшей на месте Подмосковной котловины в среднелебедянскую эпоху; к концу последней соленость бассейна опять уменьшается настолько, что создаются условия, позволяющие развиваться моллюскам.

Легко видеть, что процесс отложения осадков на плите точно отражает те движения, которые испытала в девоне последняя; эпохе начала опусканий, начала трансгрессии отвечают обломочные породы, на востоке морского, на западе континентального происхождения; в эпоху максимального расширения бассейна, когда участки суши, доставлявшие обломочный материал, сократились до минимума, отлагаются органогенные известняки; в эпоху поднятий и регрессии вновь появляются обломочные породы континентального происхождения, и кроме того, в котловинах начинается отложение химических лагуновых осадков.

Параллельно с изменением осадков меняется в пределах платформы и фауна. Не касаясь тех бросающихся в глаза смен пресноводной и соленоводной фауны морской и обратно, которая наблюдается в пределах Главного девонского поля, мы остановимся на изменениях фауны в области Воронежской глыбы и Подмосковной котловины. В шигровских, семилукских, воронежских и евлановских слоях фауна очень богата и носит нормальный морской характер. Кроме брахиопод и пелеципод здесь встречаются аммониты, трилобиты и в изобилии кораллы. В елецких известняках фауна становится значительно беднее и однообразнее и состоит почти исключительно из брахиопод и пелеципод, а в лебедянских остаются лишь очень немногие виды *Spirifer*, *Rhynchonella*, *Arca*, *Astarte*, *Cythere*; все остальное население бассейна вымирает под влиянием увеличивающейся концентрации солей в воде; можно отметить, что и указанные ископаемые встречаются лишь в отдельных прослоях лебедянских пород, а мощные толщи доломитов и гипсов бывают совершенно лишены органических остатков.

Переходя в геосинклинальную область, мы на западном склоне Урала встречаемся с своеобразными фаунами девонских отложений, образующими переход от наплатформенного типа отложений к геосинклинальному. В нижнем и первой половине среднего девона здесь накапливаются осадки континентального типа, сходные во многих отношениях с нижней красноцветной толщей Главного девонского поля. Отложения морских

осадков пачинаются в рассматриваемой полосе во второй половине среднего девона, т. е. лишь немного раньше, нежели в Подмосковной котловине.

Литологически девон западного склона хребта по преобладанию в нем известняков обнаруживает на первый взгляд почти полное сходство с девоном платформы, тем более что и по мощности верхнедевонские известняки этой области мало отличаются от девона Среднерусского поля. Более внимательное изучение вопроса показывает, однако, что сходство это является только частичным. На Урале совершенно не имеется тех лагунных, химических гипсово-доломитовых толщ, которые характеризуют фаменские слои платформы. Развитие здесь в верхнем девоне известняки представляют нормальные морские отложения, в связи с чем и фауна верхнего девона до конца сохраняет нормальный морской характер, обильная местами аммоэями и кораллами. Максимальное развитие трансгрессии литологически отмечается на западном склоне Урала отложением оригинальных, богатых органическим веществом доманиковых сланцев, которые представляют, повидимому, наиболее глубоководное образование этой области; те разности сланцев доманиковой фации, которые лишены остатков донных организмов и содержат только птеропод или же совсем лишены ископаемых, являются аналогами граптолитовых сланцев верхнего силура. Бросается в глаза частое присутствие в известняках уральского девона большого, относительно, количества органического вещества, которое или совершенно отсутствует или играет лишь ничтожную роль в известняках платформы. В доманиковой фации скопление органического вещества становится настолько большим, что порода переходит в горючий сланец.

В восточных частях западного склона Урала сходство с девоном плиты становится еще меньшим, так как здесь появляется и морской нижний девон, представленный, как и выше лежащие слои, известняками.

Область настоящих геосинклинальных образований девонского периода начинается с восточного склона Урала и распространяется отсюда на Тянь-шань, Казакскую складчатую страну, Алтай и далее на восток почти вплоть до Милусинской котловины, где мы вновь встречаемся с элементами наплитного типа. Первой характерной чертой геосинклинальных образований является их огромная мощность. В области Главного девонского поля максимальная мощность девона едва ли может превышать 350 м; для южного крыла Подмосковного бассейна она, если базироваться на скважинах в Москве и в Шихрах, может достигать 450—500 м; на южном Тимане породы, залегающие выше нижней песчаниковой свиты, достигают почти 800 м. На западном склоне Южного Урала мощность нижней песчаниковой свиты равняется 300—400 м, а мощность покрывающих ее известняков среднего и верхнего девона колеблется в зависимости от фациальных особенностей в пределах от 80 до 750 м. Совершенно иные цифры даются Петренко для восточного склона Южного Урала, где он определяет мощность всего девона в 6 000—7 500 м. В Баян-аульском районе Казакской складчатой страны мощность девона колеблется в пределах от 800 до 3 500 м, в Рудном Алтае достигает местами до 6 500 м, в Тубинско-Сисимском районе Милусинского края — 2 700—3 600 м.

Это возрастание мощности происходит, главным образом, за счет изверженных пород и их туфов, а крайне неравномерное распределение магматических образований объясняет чрезвычайно резкие колебания мощностей; выклинивание на сравнительно коротких расстояниях мас-

сивов изверженных пород и их туфов в 1 000 и более метров не представляет редкого явления. Таким образом, говорить об односторонне большой мощности пород в геосинклинальных областях отнюдь нельзя; учитывая то, что обломочный материал заимствован изнутри самих геосинклинальных участков, необходимо принимать, что районы мощного накопления осадков здесь должны чередоваться с районами полного отсутствия последних, с районами размыва.

Со стороны состава осадочные породы геосинклинальных областей в первую очередь отличаются развитием туфогенных отложений, тесно связанных с изверженными породами. Далее, чрезвычайно характерными являются кремнистые сланцы и яшмы, образование которых также, по-видимому, связывается с вулканической деятельностью. По содержанию радиолярий Чернышев и некоторые другие геологи сравнивают яшмы восточного склона Урала с глубоководным радиоляриевым илом, причем это сходство увеличивается присутствием среди илм марганцевых конкреций. Сопоставление с океаническим радиоляриевым илом, конечно, является неправильным, так как море Уральско-Сибирской геосинклинали даже в малой степени не напоминало Тихий океан, но присутствие среди его отложений осадков больших глубин все же является вероятным. К числу пород, которые пока известны только с восточного склона Урала, принадлежит шамозито-диапоровая порода Издальского района. Весьма малая изученность осадочных девонских пород Урало-Сибирской складчатой страны не позволяет входить в более подробный анализ осадочного процесса, и мне придется ограничиться еще одним замечанием.

Характер девонских осадков западного склона Урала показывает, что с Восточноевропейской плиты лишь в эпоху ее относительной приподнятости в начале девона в Урало-Сибирскую геосинклинали поступал в некотором количестве обломочный материал. Между тем последний местами играет весьма большую роль в строении осадочных пород как восточного склона Урала, так и более восточных районов, причем здесь наряду с глинистыми сланцами и песчаниками нередко встречаются также и мощные толщи конгломератов. Вполне очевидно, что эти крупнообломочные породы, включая сюда и песчаники, могли образоваться за счет разрушения лишь близлежащих участков суши, какими могли быть многочисленные, покрытые горными хребтами и вулканами острова, возникновение которых связано с каледонской и среднедевонской складчатостью, имевшей место внутри самой геосинклинали. Таким образом, мы должны представлять себе геосинклинальное Урало-Сибирское море усеянным крупными островами наподобие Японского и Курильского архипелагов; в промежутках, разделяющих острова, могли располагаться весьма большие глубины, соответствующие синклинальным и грабенным понижениям между хребтами.

Сходство Урало-Сибирского девонского моря с окраинными морями Восточной Азии особенно увеличивается тем, что и там и здесь присутствуют вулканы, продукты извержений которых в изобилии примешиваются к нормальным морским отложениям и иногда даже господствуют над ними.

Как уже было отмечено выше, на крайнем востоке изучаемой нами области, по соседству с Сибирской докембрийской плитой, в Милусинской котловине и Восточных Саялах девонские отложения мало-помалу приобретают наплитный характер и во многих отношениях напоминают девон Прибалтийской области.

Образование полезных ископаемых. Девонский период, как мы видели в предыдущем, в основном является эпохой погружения образовавшихся ранее участков суши, эпохой трансгрессий; в соответствии с этим горообразовательные движения в нем, если и не отсутствовали полностью, то имели весьма малую напряженность и пароксизмы складчатости были редкими. В такие периоды, как мы уже могли убедиться из предыдущего опыта, вулканическая деятельность проявляется почти исключительно в эффузивной форме; и действительно, мы видим в девоне геосинклинальных областей колоссальное развитие эффузивов, тогда как глубинные изверженные породы этого периода нам известны пока только из Горной Шории.

В соответствии с такими условиями образования горных пород девонского периода находятся и особенности накопления в этих породах минеральных тел, являющихся полезными ископаемыми. Как и в других аналогичных случаях, количество образовавшихся в девоне полезных ископаемых невелико и они носят вполне определенный характер.

В области Русской плиты в соответствии с наличием здесь двух основных фаций девонских отложений — красноцветных континентальных и морских — существует и две группы полезных ископаемых. В нижней красноцветной толще в Старой Руссе издавна скважинами добываются соленые воды, которые могут указывать на наличие на глубине залежей солей. Рассолы были получены и в районе распространения пород морской фации в Москве, так что есть некоторые основания предполагать, что среди девонских отложений плиты существуют очень крупные залежи солей. В морской фации полезными ископаемыми являются известняки и доломиты, которыми представлены верхняя половина девонских образований, а также, быть может, те пласты гипса, которые имеются в ледянских слоях южного крыла Подмосковского бассейна.

В щитовых или подстилающих их глинистых породах серьезное внимание в будущем могут привлекать к себе олиговы́е железные руды, обнаруженные, правда на значительной глубине, буровой скважиной в Новохоперском районе.

Несколько более разнообразными являются полезные ископаемые, образовавшиеся в геосинклинальной области. Здесь строительные материалы доставляются не только карбонатными и песчаниковыми осадочными, но и разнообразными изверженными породами и их туфами. Некоторые из разновидностей яши доставляют ценный поделочный материал.

В верхних горизонтах среднего девона на западном склоне Среднего Урала развиты оолитовые железные руды, в нижнем девоне восточного склона — пласты весьма ценного боксита; среди кремнистых сланцев и яши на восточном склоне хребта встречаются небольшие залежи марганцевых руд. В Казакской складчатой стране привлекает к себе внимание присутствие медистых песчаников, которые образовались, по всей вероятности, за счет разрушения месторождений меди, приуроченных к каледонским интрузиям.

Из других нерудных ископаемых большое внимание привлекает к себе верхнедевонская нефть. Образование последней, несомненно, связано с присутствием среди верхнедевонских отложений богатых органическим веществом известняков и сланцев и в первую очередь пород доманиковой фации франского яруса. В соответствии с распространением доманиковых сланцев и известняков признаки нефти приурочиваются к западному склону Урала и к Южному Тиману. На последнем (Ухтин-

† (ский район) обнаружена жидкая нефть, на Южном же Урале известны только превращения твердых, превращенных в углистое вещество битумов в породах верхнедевонских известняков и в полостях раковин различных ископаемых.

Из металлических полезных ископаемых девонского возраста, связанных в своем образовании с изверженными породами, мы можем пока говорить лишь о железных рудах Горной Шории и, повидимому, Минусинской котловины в Западной Сибири, где имеются среднедевонские интрузии. Интрузии эти вызвали в прорванных ими породах образование типичных скарнов, к которым приурочиваются иногда крупные залежи магнетитов. Таковы месторождения Телибеского района в Горной Шории и Абаканские месторождения Минусинской котловины. Во всех этих рудах находится заметная примесь цветных металлов, главным образом цинка и меди.

Общие замечания. Изучение древнепалеозойских образований кембрийского и силурийского периодов доставило нам ценный материал для характеристики основных структурных элементов изучаемой нами области — докембрийской плиты и прилегающих к ней геосинклиналией. Отложения девонского периода в особенности много дают для познания плиты, так как они распространены здесь гораздо шире, нежели древнепалеозойские. Легко видеть, что все сказанное нами ранее подтверждается новым материалом.

Огромный интерес представляет девонский период для познания основных закономерностей геологического процесса. Им намечается новый период истории, новый цикл событий, во многом аналогичный тому, который обнимается кембрийским и силурийским периодами. Древнепалеозойскому циклу предшествовали последние горообразовательные движения докембрийской эры, и закончился он каледонским горообразованием; новопалеозойский цикл следует за каледонскими горообразовательными движениями и заканчивается герцинской или варисцийской складчатостью. Для решения интересующих нас вопросов о ходе событий в пределах циклов древней палеозой дает очень мало, так как знаем мы его историю еще чрезвычайно плохо. Совершенно иное представляет новый палеозой, история которого вырисовывается в основных чертах достаточно отчетливо. Окончание цикла падает на антраколитовый период, при рассмотрении которого мы и дадим общий его очерк.

АНТРАКОЛИТОВАЯ СИСТЕМА (КАМЕННОУГОЛЬНАЯ И ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Верхнепалеозойские породы, залегающие выше девона, принято обычно подразделять на две системы — каменноугольную и пермскую. Первую из них в свою очередь делят на три отдела — нижний (дивантский), средний (московский) и верхний (уральский), а вторую — на два — нижнюю и верхнюю пермь. Уже очень давно, однако, около полувека тому назад, Вааген [1741], основываясь на сходстве фауны каменноугольных и пермских отложений, предложил объединить две эти системы в одну — антраколитовую. К взглядам Ваагена присоединился в своем известном сводном труде От [17], сводящий значение перми лишь к одному последнему отделу антраколитовой системы, которая, таким образом, распадается на четыре отдела. В нашей литературе термин «антраколитовые отложения» употреблял Лихарев [624] в отношении нижнепермских известняков Северного Кавказа и Залесский в отношении верхнепалеозойских отложений Кузнецкого бассейна [1 658].

В последние годы все более и более начинает становиться ясным, что так называемые артинские отложения западного склона Урала, рассматриваемые как тип нижнепермских образований, являются частично лишь терригенной прибрежной фацией известняков, которые до последнего времени считались типичными каменноугольными. Уже одно это обстоятельство показывает, насколько близкой является фауна верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений; легко отличить один от других оказывается возможно лишь при палочной характеристике артинских аммоей, которые свойственны терригенным отложениям нижней перми, но встречаются также и в эквивалентных им известковых отложениях Приуралья. Если обратиться к фауне известковых нижнепермских отложений, развитых вдали от Урала, например на Самарской луке, в Поволжье, то окажется, что она, согласно исследованиям Нонинского [93], представляет лишь односторонне измененную, вымирающую фауну каменноугольного периода. Присутствие аммоей, налагающее характерный отпечаток на фауну артинских отложений, свойственно не только этим последним, так как цефалоподовые фации встречаются на Урале и в Тянь-шане также среди нижне- и среднекаменноугольных пород.

Все это заставляет относить артинские слои и их эквиваленты еще к каменноугольной системе. Если мы это сделаем, то принуждены будем объединить с последней и верхний, купгурский, ярус нижней перми, который фаунистически настолько близок связан с артинским, что об отделении его в особую систему не может быть и речи. Кроме фаунистических данных, в пользу объединения наших нижнепермских образований с каменноугольными говорит также и то обстоятельство, что они на от-

ромных пространствах неразрывно связаны с последними и литологически, представляя лишь часть единого цикла отложений. По отделении от перми ее нижнего отдела объем пермской системы сведется к верхнепермским отложениям, которые у нас представлены, строго говоря, одним горизонтом с морской фауной и покрывающей последний толщей континентальных отложений. Составить из этого систему, конечно, невозможно, тем более что в морской фауне верхней перми нет ничего оригинального.

Все сказанное заставляет меня отказаться по крайней мере временно от подразделения наших верхнепалеозойских отложений на две системы и рассматривать их как один стратиграфический комплекс — антраколитовую или каменноугольно-пермскую систему. Термин «пермский» я оставляю для обозначения последнего, четвертого, отдела антраколита, причем объем этого отдела сокращается до объема верхнего отдела пермской системы, т. е. до казанских и покрывающих их татарских слоев. Для обозначения трех нижних отделов системы предпочтительнее употреблять названия «динантский», «московский» и «уральский», но можно пользоваться и названиями нижне-, средне- и верхнекаменноугольный. Сразу отбросить старую, привычную терминологию было бы конечно неправильно. В дальнейшем я часто буду пользоваться также и названием «каменноугольные отложения» или «каменноугольные породы», или «карбон», понимая под этим совокупность трех нижних отделов антраколита; нижнепермские или пермо-карбоновые образования включаются при этом в состав верхнекаменноугольного или уральского отдела в виде артинского и кунгурского ярусов.

В строении Восточноевропейской плиты антраколитовые отложения играют чрезвычайно большую роль, так как они выполняют всю Восточно-русскую впадину, широко распространены в недрах Днепровско-Донецкой впадины, составляют главную массу Донецкого бассейна, развиты на обоих склонах Урала, в Крыму, на Кавказе, в Кавказской складчатой стране, в Алтайско-Саянской области, в Тянь-шаньской, Памиро-Алайской системах.

Ввиду того что отложения пермского отдела как по распространению, так и по составу сильно отличаются от каменноугольных, мы рассмотрим сначала распространение и стратиграфию каменноугольных пород и затем уже перейдем к пермским.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В строении Восточноевропейской платформы каменноугольные отложения играют весьма существенную роль. Длинная полоса их выходов тянется от устья Северной Двины, вдоль восточной окраины Балтийского кристаллического щита, на юго-запад к Онежскому озеру. Здесь полоса эта переходит на окраину Подмосковной котловины и окаймляет последнюю с запада и юга.

Выходы каменноугольных пород вдоль западной окраины котловины образуют так называемое западное или северное крыло Подмосковного каменноугольного бассейна, а вдоль южной — южное крыло последнего. С востока Подмосковная котловина также ограничена полосой каменноугольных пород, слагающих Окско-Цнинский вал.

К востоку от описанной L-образно изогнутой полосы каменноугольные отложения уходят под толщу более молодых — пермских и мезозой-

ских пород и появляются вновь только на Канином полуострове и Тимане, где они развиты по обоим склонам кряжа, и на западном склоне Урала. В южной части Восточнорусской впадины каменноугольные отложения обычно скрыты под более молодыми породами и выходят на поверхность только небольшими островками в связи с дислокациями; они известны здесь на Самарской луке, в Саратовском районе, в Заволжье — в верховьях р. Сока и к югу от г. Пугачевска — и в полосе Доно-Медведицких дислокаций, где карбон выходит как на севере, на Медведице, так и на юге, по рекам Арчаде и Дону. Из последней местности каменноугольные отложения под покровом более молодых пород распространяются на запад на южный склон Воронежского кристаллического массива и в Днепровско-Донецкую впадину, в пределах которой распространение их из-за глубины залегания палеозойских отложений остается невыясненным. Вновь появляются они на поверхность в Донецком бассейне, который состоит, главным образом, из пород каменноугольного возраста.

В средней полосе подземного Воронежского горста, на подземном вале Полесья и на южном склоне Балтийского щита карбон отсутствует.

Важную роль играют каменноугольные породы и в строении палеозойских складчатых сооружений Урало-Сибирской складчатой страны, причем здесь к осадочным отложениям этого возраста присоединяются еще эффузивные и огромные массы глубинных изверженных пород. На Урале осадочные каменноугольные породы образуют почти непрерывную полосу вдоль западного склона хребта, и кроме того, многочисленные выхода их имеются также на восточном склоне последнего. Восточнее каменноугольные отложения развиты в Казанской складчатой стране, в большей части которой они приурочены к бассейноподобным углублениям среди более древних пород. На Алтае карбон развит в прииртышской полосе, а в более восточных частях Алтайско-Саянской области слагает обширный Кузнецкий бассейн и распространен в Томско-Колыванском районе и в пределах Минусинской котловины. В Тянь-шане каменноугольные породы принимают участие в строении как северных, так и южных горных дуг.

Гораздо меньше распространены каменноугольные образования в пределах мезозойских и кайнозойских горных сооружений. Присутствуют они здесь в Памиро-Алайской системе, где их распространение и состав еще очень мало выяснены, в Главном Кавказском хребте и в Закавказье, в бассейне Аракса.

Восточноевропейская плита

Подмосковная котловина

Удобнее всего начать изучение каменноугольных отложений с Подмосковной котловины, где они лучше всего изучены.

Главная масса каменноугольных отложений южного крыла Подмосковной котловины состоит из известняков, нижним частям которых подчинена небольшая сравнительно толща песчано-глинистых пород, содержащих в себе прослой и линзы каменного угля. Ширина занятой выходами каменноугольных пород полосы достигает местами 180 и даже 200 км. Благодаря слабому наклону слоев с юга на север различные горизонты каменноугольных образований располагаются в виде довольно неправильных широтных полос, причем древнейшие породы,

+ выходят по южной окраине площади и по мере движения на север сменяются все более и более юными породами. Соответственно с этим мощность каменноугольных образований возрастает с юга на север, достигая у северной границы южного крыла, в Серпухове, свыше 100 м. Постелью каменноугольных отложений всюду являются девонские породы покрываются же они то юрскими, то меловыми отложениями, которые в большинстве случаев сплошь занимают водораздельные пространства, так что палеозойские образования выступают только в долинах.

Историю изучения каменноугольных отложений Подмосквовою котловины можно найти в работах Щуровского [428] и Боголюбова [444]. Из них видно, что наши знания относительно пород этого возраста до последнего времени основывались, главным образом, на работах Струве [434] и Никитина [500, 501], которые, несмотря на все свои достоинства, уже значительно устарели. За последние годы идет усиленное накопление нового стратиграфического и палеонтологического материала, существенно изменяющего наши прежние представления о среднерусском карбоне. Ряд новых данных по нижнекаменноугольным отложениям добыт Лисицыным [480, 481], Сарычевой [1 701] и Шатским [546], но особенно ценный материал дают исследования Швецова [548, 549, 550, 551], а ряд фактов; существенно пополняющих наши сведения о строении угленосной свиты, дал Пригоровским [509, 510, 1 693]. Для среднего и верхнего карбона очень важны работы А. П. Иванова [471, 472].

Фауна каменноугольных отложений описана в работах Траутшольда [571], Никитина [501], Лисицына [481], Болховитиновой [445, 1 712], Цветаевой [540, 541], Штуkenберга [553, 555], Швецова [550], Сарычевой [516], Меллера [489, 490], Иванова [470] и др.

Наконец, петрографии каменноугольных пород Подмосквового края касаются работы Смирнова [523, 524], Архангельского и Крестовникова [440], Самойлова и Пустовалова [515], Швецова [549].

Литературу по карбону Подмосквового бассейна до 1918 г. можно найти в сводке Архангельского [353].

+ В основании каменноугольных отложений южного крыла Подмосквового бассейна залегают так называемые *малевко-муравнинские слои* [402, 408, 434]. По Струве, малевко-муравнинские слои почти во всей области их распространения распадаются на два горизонта. Нижний из них состоит из тонкослоистых оолитовых известняков, сравнительно бедных ископаемым; верхний горизонт слагает товкаслоистые известняки, тонко перемежающиеся с пластичными глинами и конгломератами из галек мергеля и глин, достигающих иногда нескольких сантиметров в поперечнике; породы эти, в противоположность оолитовым известнякам, богаты ископаемым. Общая мощность малевко-муравнинских слоев редко где превышает 10 м.

Ископаемыми малевко-муравнинские слои изобилуют. Руководящей формой здесь являются *литеринны*, именно *Cythere tulensis* S. et M., а также *Bairdia nigrescens* Eichw.

Далее к числу характерных ископаемых относятся *Rhynchonella panderi* S. et M., *Chonetes nana* Vern., *Productella fallax* P. and., *P. panderi* Auerb., *Spiriferina octoplicata*, *Spirifer ranovensis* Peetz, *Sp. urii* Flem., *Arca oreliana* Vern., *Astarte socialis* Eichw., *Orthoceras helmsereni* Pacht, *Loxonema malewnikensis*, *Michelinia megastoma* Phill. и рыбы, принадлежащие преимущественно к родам *Cladodus*, *Psammodus*, *Orodus*, *Hybodus*, *Palaeomiscus*.

Исходя из фауны малевко-мураевинских слоев, в которой, как видно из списка, содержится много девонских видов, горизонт этот обычно относят к девону. Однако, весьма видную роль играют здесь и каменноугольные формы. На первом месте следует поставить рыб, которые все имеют, несомненно, каменноугольный характер. «Брахиподовая фауна, — говорит Наливкин [394], — не содержит ни одной типичной девонской формы. *Streptorhynchus umbraculum* не отличим от *S. crenistria*, а *Chonates nana* встречен в ушинских слоях. Остальные формы также переходят в ушинские слои. *Spirifer ranovensis* значительно отличается от *S. tanaicus* из евлановских слоев. Важно и отсутствие группы *Spirifer verneuxi*, столь обычной в лебедянских слоях и даже в слоях Этрёнь Западной Европы». Среди кораллов можно отметить такую характерную каменноугольную форму, как *Michelinia megastoma*. Также резко выражен каменноугольный характер и у гастропод. Среди девонских форм преобладают пелециподы и гастроподы, определение которых по плохой сохранности вызывает сомнение, и такие второстепенные группы, как черви и остракоды.

Основываясь на этих фаунистических данных, малевко-мураевинские слои правильнее помещать в каменноугольную систему.

За малевко-мураевинскими слоями следуют так называемые *ушинские известняки* или известняки р. Упы. Наиболее типично горизонт этот развит в юго-западных частях области, по Упе, на прилежащем к устью Упы участку Оки и в бассейне Жиздры. В Крапивнинском районе мощность ушинских известняков доходит до 30 м, к востоку от Упы уменьшается, и на Дону не превышает 10 м, а еще далее, в бассейне Хулы, известняки эти и вовсе выклиниваются.

В общем ушинский горизонт состоит из толстослоистых, довольно мягких, часто глинистых известняков желтоватого и белого цвета. Нижние части известняков делаются тонкоплитчатыми и, повидимому, незаметно переходят в малевко-мураевинские слои. Кроме известняков, в состав ушинского горизонта входят также желтоватые и темные глины, образующие иногда прослои до 2 м мощностью; наконец, изредка встречаются здесь и прослойки угля.

Ушинские слои в большинстве случаев залегают между малевко-мураевинскими породами и угленосной свитой, но в Лихвинском и Крапивнинском районах, где сохранились чернышнинские известняки, они отделяются от угленосной свиты этими последними.

Фауна нижних горизонтов ушинских известняков еще очень близка к малевко-мураевинской (*Almyris puschiiana* V e r n., *Productella panderi*, *Rhynchonella panderi*), но в верхних частях их эти формы мало-помалу исчезают, появляются крупные гастроподы (*Capulus vetustus* K o n., *Bellerophon striatus* F e r., *Eumorphalus* и др.), *Phillipsia uralica* V e r n., кораллы (*Michelinia*, *Syringopora*, *Cyathophyllum*), а фауна становится близкой к чернышнинской.

По смешанному, девонско-каменноугольному характеру фауны малевко-мураевинские и ушинские слои соответствуют горизонту Этрёнь Бельгии (*calcaire d'Etroeungt*).

В западных частях южного крыла, в бассейне рек Черенети и Серены, над ушинскими слоями располагается еще один горизонт известняков, заключающих в себе фауну уже чисто каменноугольного типа; горизонт этот известен в геологической литературе под именем *чернышнинских известняков* или известняков с. Чернышнина. Не может быть сомнения в том,

что чернышнинские известняки первоначально имели гораздо более широко распространение и лишь впоследствии, при начале отложения угленосной свиты, были на большей части занимаемой ими площади размыты, уничтожены, подобно тому, как в бассейне Дона уничтожена большая часть упинских пород, а в бассейне Хупты и вся толща последних.

Порода чернышнинского горизонта обычно представляет плотный, желтоватый, нередко кристаллический известняк, довольно существенно отличающийся от упинских известняков, которые по большей части бывают рыхлы и мергелисты. Кроме того, в чернышнинских породах в изобилии встречаются кремни, которые в подстилающих их породах отсутствуют. Мощность чернышнинского горизонта невелика и едва ли превышает где-нибудь 6—7 м, обычно же не достигает этой величины.

Искапаемыми известняки богаты, но фауна их до сих пор не может считаться вполне изученной. Важнейшими представителями ее, указывающими на турнейский возраст, являются спириферы из группы *Spirifer tornacensis*, именно, *Sp. centronatus* Winch., а также *Syringothyris hannibalensis* Wall. и *Pericychus pulcher* Lias.

Следующим по возрасту за чернышнинскими известняками членом каменноугольных образований в южном крыле Подмосковного бассейна является угленосная свита, неправильно называемая часто угленосным ярусом. Выхода этой свиты тянутся по всей южной окраине Подмосковного бассейна от р. Волвы в Жнадринском районе на западе до р. Прони на востоке.

Угленосная свита состоит в общем из чередующихся пластов темных глин, нередко чистых, пластичных и огнеупорных, часто богатых серным колчеданом, песков и песчаников серого, желтого и белого цвета и подчиненных этим породам прослоев угля [434, 457, 508, 509, 510, 693]. Все эти породы не отличаются постоянством и на коротких расстояниях переходят одна в другую, так что строение угленосной свиты даже в близко расположенных пунктах нередко бывает существенно различным. Несмотря на это, можно подметить известную правильность в географическом распределении различных петрографических типов пород угленосной серии. По южной окраине занята каменноугольными осадками площадь она состоит преимущественно из песков с преобладанием белых и желтых разностей, среди которых глины образуют лишь подчиненные, разрозненные линзы, а пропластки угля или вовсе отсутствуют, или же редки и тонки. Характерной особенностью этой области является присутствие в отложениях продуктивной свиты залежей бурых железняков, которые разрабатываются в Липецком и Тульском районах [441, 463, 502, 517]. По мере движения к северу количество глин сильно возрастает, так что местами они слагают почти всю толщу угленосной свиты; одновременно с этим большую роль в строении песчано-глинистой свиты начинают играть и прослои угля, достигая нередко толщины рабочих пластов.

Осадки угленосной свиты залегают на сильно размытой поверхности подстилающих их пород. Здесь прежде всего бросается в глаза, что по мере движения с запада на восток они как бы трансгрессивно переходят с более молодых на более древние слои. На западе рассматриваемые образования покоятся на чернышнинских известняках, восточнее они налегают на упинские породы, и затем, постепенно срезая последние, переходят на малевко-муравьинские слои. Кроме того, на поверхности подстилающих угленосную свиту известняков существуют еще резкие

углубления и бугры, представляющие неровности рельефа доугленосной суши, выполненные угленосными породами.

Нижняя граница угленосной свиты даже по материалам, доставляемым буровыми скважинами, всюду вырисовывается очень резко, благодаря резкому петрографическому различию подстилающих пород; наоборот, верхняя граница свиты является довольно условной, так как вверх породы угленосной свиты совершенно незаметно переходят в породы покрывающих их морских отложений, представленных чередующимися пластами глин, песков и известняков. Мощность пород угленосной свиты довольно сильно колеблется, то опускаясь до 15—20 м, то возрастая до 60 м и более. Повидному, угленосные осадки утолщаются в пунктах, где на поверхности девонских и утинских пород существуют углубления, котловины, и утоняются в местах, где подстилающие породы образуют возвышения, бугры.

Провести какие-нибудь общие для всего района подразделения угленосной свиты на основании петрографических или палеонтологических данных не представляется возможным. Из ископаемых в ней встречаются почти исключительно *Stigmaria* и несколько видов *Lepidodendron*.

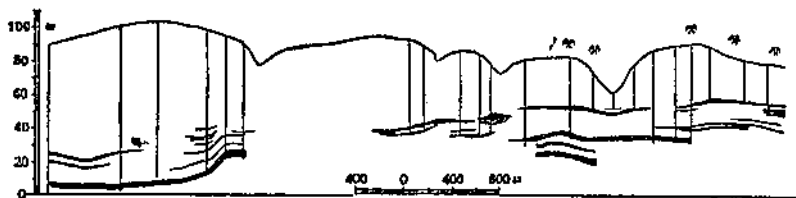


Рис. 12. Разрез части Побединского каменноугольного месторождения в Подмосковном бассейне (по Пригоровскому [509]).

Черное — угли.

Что касается распределения угля в толще угленосной свиты, то наиболее важные и мощные рабочие пласты его приурочиваются к средним и нижним частям последней, в верхних же имеются лишь очень тонкие и быстро выклинивающиеся прослойки. В средних и нижних частях угленосной свиты мощность залежей угля часто доходит до 2—3 м, достигая иногда 6 м, а в исключительных случаях даже 10 м. Непрерывных, тянувшихся на большое расстояние пластов, какие имеются, например, в Донецком бассейне, мы здесь не находим. Прослойки угля быстро меняют мощность, расщепляются, соединяются в один и на большем или меньшем расстоянии совершенно выклиниваются (рис. 12). Таким образом, угольные залежи южного крыла Подмосковного бассейна представляют не слои, в настоящем смысле этого слова, а скорее линзы и гнезда, имеющие, правда, в некоторых случаях весьма значительную площадь. Наибольшего развития достигают залежи угля, повидному, в полосе, прилегающей к южной границе распространения известняков окского яруса. В центральных частях Подмосковной котловины скважинами в Подольске и в Москве были встречены также только незначительные прослойки угля. Наконец, число угленосных прослоев уменьшается в западных частях южного крыла.

Под угленосной свитой в южном крыле Подмосковного бассейна располагается довольно мощная толща преимущественно известковых пород, характеризующаяся присутствием *Productus* группы *Productus*

(*Gigantella*) *giganteus* Sow. Всю совокупность этих пород называют обычно продуктусовой свитой, но это название весьма неудачно, так как распространение рода *Productus* отнюдь не ограничивается рассматриваемой толщей. Струве предложил разделять продуктусовые слои на нижний — стигмариновый горизонт, характеризующийся присутствием *Stigmaria ficoides*, и верхний — стриатовый, содержащий *Productus striatus*. Новейшие исследования Лисицына, и в особенности Швецова, заставляют отказаться от этих подразделений, так как ими установлено, что стигмарины встречаются во всей толще пород с *Pr. giganteus*, а *Pr. striatus*, хотя и в очень небольшом числе, появляется с самого основания продуктусовой свиты. Швецов предлагает заменить термин *продуктусовая свита* термином *окский ярус*, подразделяя его на ряд палеонтологически охарактеризованных горизонтов.

В настоящее время эта терминология является общепринятой с тем изменением, что термин «окский ярус» заменен термином «окская свита» (1694).

Нижний горизонт окской свиты, получивший название тульского, совершенно незаметно переходит вниз в породы угленосной свиты, так что нижняя граница его является условной. *Тульские слои* состоят из темных глин, мергелей, песков и песчанников с прослоями известняка, а также угля и угольной сажи. Такой состав показывает, что эпоха отложения тульских слоев отвечала захвату Подмосковной котловины морем, причем процесс этот сопровождался многочисленными колебаниями береговой линии. Полная палеонтологическая характеристика тульского горизонта, как и других подразделений окского яруса, еще не дана. В нем преобладают мелкие брахиоподы. Из наиболее важных в стратиграфическом отношении продуктид встречается *Productus concinus* Sow., изредка *Pr. mesolobus* Phill. и *Pr. semiplanus* Schwetz.; представители группы *Pr. giganteus* редки; из других брахиопод следует упомянуть *Chonetes papilionacea*, *Ch. gigantea* Mart., *Ch. laguessiana* Kop., *Schizophoria resupinata* Mart., *Spirifer trigonalis* Mart. var. *antiqua* Schwetz.; из дефалопод изредка встречается *Aganides*. Мощность тульских слоев в среднем равна 20 м.

Присутствие в рассматриваемых слоях наряду с типичными визейскими ископаемыми также *Pr. mesolobus* и *Aganides* заставляет Шатского относить их к самым нижним частям визейского яруса. Вследствие этого угленосной свите необходимо приписывать верхветурнейский возраст.

Вышележащую толщу визейских известняков, которая на востоке достигает 40—50 м мощности, а на западе не превышает 30 м, Швецов делит на *алексинский*, *михайловский* и *венецкий* горизонты.

Преобладающими породами в *алексинских* слоях являются белые и желтовато-серые известняки различной плотности; реже встречаются известняки темносерые. Среди известняков существует несколько горизонтов, содержащих стигмарины, присутствие которых не было замечено Струве. Изредка встречаются тонкие, не выше 1 м, прослои глин. С палеонтологической точки зрения, алексинские слои характеризуются массовым развитием *Productus* группы *Pr. giganteus* и *Pr. striatus*. Мы упомянем отсюда, кроме того, *Productus prae moderatus* Schwetz., *Pr. semiplanus* Schwetz., *Pr. varians* Sar., *Pr. striato-sulcatus* Schwetz., *Pr. margaritaceus* Phill., *Athyris expansa* Phill.

Михайловский горизонт состоит из желтоватых известняков с характерными прослоями черного известняка, пронизанного ризоидами стиг-

марий: на запад известняки местами замещаются песками. Из ископаемых характерны *Productus (Gigantella) moderatus* Sch w e t z., *Pr. giganteus* var. *crassa*, *Pr. varians*, *Pr. striatus*, *Spiriferina pectinoides* K o n., *Cyrtina septosa* P h i l l.

Некоторые слои очень богаты фораминиферами и кораллами, из которых особенно важны *Dibunophyllum turbinatum* M' C o y., *Caninia rossica* S t u c k., *Strophodes*, *Murchisonia*.

Беневский горизонт, слагающийся также известняками, характеризуется тем, что в нем наряду с типичными для окских слоев ископаемыми появляются и некоторые виды брахиопод, характерных для вышележащего серпуховского яруса, именно, *Productus latissimus* S o w., *Pr. costatus* S o w., и *Martinia glabra* M a r t.

Последним членом нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна являются породы серпуховской свиты, достигающие местами 40 м мощности. Они состоят в основной массе также из известняков, частью криноидных, но среди них, как характерная особенность яруса, располагается мощный пласт серых сланцеватых глин. Из ископаемых для серпуховского яруса характерны *Productus latissimus* S o w., *Pr. edelburgensis* P h i l l., *Pr. lobatus* S o w., *Pr. costatus* S o w., *Spirifer trigonalis* M a r t., *Sp. multicostatus* S c h w e t z., *Sp. gröberi* S c h w e t z., *Athyris ambigua* S o w., *Orthis resupinata* M a r t., *Streptorhynchus crenistria* P h i l l.; кроме того, встречается значительное число остатков рыб из родов *Myriacanthus*, *Helodus*, *Lophodus* и др. [2 059].

В восточной части южного крыла Подмосковного бассейна серпуховские слои выклиниваются, и среднекаменноугольные породы налегают прямо на известняки окского яруса.

Серпуховские слои по северной границе площади их распространения покрываются среднекаменноугольными породами, составляющими московский отдел. Выхода пород московского отдела из южного крыла Подмосковного бассейна продолжают и в центральную часть Подмосковной котловины, где они выступают из-под мезозойских осадков еще неоднократно в берегах рек.

Московские слои всюду начинаются толщей красных и частью зеленоватых глин в 10—12 м мощности, в верхних частях которых встречаются прослойки известняков; кроме глин, в этой толще местами, особенно внизу, весьма существенную роль играют желтые и красные, частью косвенно-слоистые пески, которые залегают на сильно размытой поверхности нижележащих пород и содержат прослойки конгломерата из обломков последних. Некоторыми авторами красные породы, по крайней мере песчаники, считаются за образования континентальные; в прослойках известняков были найдены, однако, морские ископаемые. Ивановым горизонт красных глин назван верейским горизонтом.

Главная толща московского отдела, залегающая выше красных глин, представлена известковыми породами. По данным буровых скважин в Москве, толща московского отдела имеет около 120 м мощности и складывается из белых и частью сероватых и желтоватых известняков, часто сильно доломитизированных с прослоями красных и пестрых глин и мергелей.

Фауна московского отдела во многом существенно отличается от фауны подлежащих пород. Среди фораминифер большая часть наиболее характерных нижнекаменноугольных видов не переходит в московские слои. Наоборот, здесь появляются и достигают пышного развития пред-

ставителя рода *Fusulina*, главным образом *F. cylindrica* Fisch., которые совершенно отсутствуют в нижнем отделе системы. Из кораллов в московском отделе развиты преимущественно роды *Chaetetes*, *Bothrophyllum*, *Petalaxis*, *Phillipsastraea*, редкие или вовсе отсутствующие в нижнекаменноугольных отложениях. Из брахиопод значительная часть наиболее характерных видов московского отдела появляется в нем впервые, и некоторые из пределов его не выходят, как например, наиболее характерный вид яруса *Spirifer (Choristites) mosquensis* Fisch. Рыбы московского отдела почти все отличны от нижнекаменноугольных. Среди особенно характерных ископаемых московских слоев мы укажем еще следующие: *Chonetes carbonifera* Key s., *Enteleles lamarchi* Fisch., *Meekella eximia* Ver n., *Spirifer fasciger* Key s., *Poteriocrinus multiplex* Tr., *Archaeocidaris rossica* Buch, *Chaetetes radians* Fisch., *Bothrophyllum conicum* Fisch.

За последнее время Ивановым делаются попытки расчленить московский отдел на периоды, исходя из палеонтологических данных. Чтобы дать представление об этой интересной работе, мы вкратце приведем подразделения Иванова.

Нижний горизонт, залегающий на красные глины, он называет *каширским*. Горизонт этот имеет 40—50 м мощности и состоит из мергелей, болых известняков и белых известково-глинистых пород; залегают эти породы слоем киндерно-красной глины, около 3,5 м мощностью. Из ископаемых только каширскому горизонту свойственны *Spirifer striatus* Mart., *Sp. inferus*, *Productus lozispius* Phill. Следующий, *подольский горизонт* (около 40 м) состоит из белых известняков, среди которых выделяются два пласта литоминеральных известняков. Из ископаемых массами встречаются *Marginifera timanica* Tsch., *Spirifer fasciger* Key s.; впервые появляются типичные *Spirifer mosquensis* Fisch. Последний, *малковский горизонт* (около 25 м) характеризуется, главным образом, фораминиферо-коралловыми и фузулиновыми мигмами известняками; сверху появляются прослои розоватых глин. В этих породах массами появляются *Archaeocidaris rossica* Buch. и первые представители рода *Tegulifera*; весьма часто встречаются криноиды, из которых особенно характерен род *Platyrinus*.

В пределах Москвы породы московского отдела покрываются верхнекаменноугольными, главная область развития которых лежит к север-востоку от этого города в верховьях р. Гжели и на р. Клязьме. Верхнекаменноугольные отложения начинаются, по Иванову, толщей чередующихся пластов известняка, красных и зеленых глин и мергелей, которые развиты в ближайших окрестностях Москвы. В основании ее располагается известняк с гальками темносерого известняка. Горизонт этот, названный Ивановым *тегулиферовым*, содержит в изобилии московские *Chonetes carbonifera* Key s. и *Archaeocidaris rossica* Buch., но преобладающими в нем являются уже ископаемые уральского отдела — *Chonetes uralica* Moll., *Spirifer jugulensis* Stuck., *Sp. supramosquensis* Nik., *Derbia regularis* Waag., *Meekella eximia* Eichw., *Productus cora* Orb., *Pr. inflatus* Mc. Chesney, *Rhynchopora nikitini* Tsch.

Выше тегулиферовых слоев располагается толща, около 40 м мощностью, сильно доломитизированных известняков с прослоями пестрых и светлых глин, получившая от Никитина название *гжельского яруса*: Иванов называет ее *омфалотроховыми слоями*, подчеркивая этим предполагаемую им одновременность гжельского яруса одноименному горизонту западного склона Урала. От лежащих ниже пород гжельские слои отличаются фаунистически, по Иванову, появлением рода *Omphalotrochus* и многих *Productus*: *Pr. artiensis* Tsch., *Pr. praepernius* Tsch., *Pr. boliviensis* Orb.; из других брахиопод упоминаем *Athyris pectinifera* Sow., *Chonetes uralica* Moll., *Spirifer supramosquensis* Nik., *Sp. ussen-*

sis Stuck., *Dielasma juresanensis* Tsch., *Enteletes lamareckii* Fisch., *Meekella eximia* Eichw., *Rhynchopora nikitini* Tsch.

Из фораминифер верхнекаменноугольные отложения содержат *Fusulina verneuili* Müll. и *F. longissima* Müll.

Каменноугольные отложения западного крыла Подмосковского бассейна изучены в гораздо меньшей степени, нежели южной окраины и средней части котловины. Не останавливаясь на них подробно, укажем здесь только главнейшие отличия от ранее описанного (литературу см. 353; кроме того, 39, 41, 442, 443, 487, 538, 539).

Аналоги ульянских и чернышинских известняков в западном крыле не известны, и каменноугольные отложения начинаются здесь непосредственно породами угленосной свиты, которые налегают на верхнедевонскую пестроцветную толщу, причем на границе местами замечается разрыв девонских пород и следы их выветривания.

Строение угленосной свиты ничем существенным не отличается от строения ее в ранее рассмотренных местностях. Мощность ее достигает 25 м. Нужно отметить лишь редкость и малую мощность угловых прослоев, которые лишь в исключительных случаях достигают толщины рабочих пластов, и то очень незначительных (Боровичи на р. Мсте, Дорогобуж на Днепре). Особый интерес представляет рассматриваемая свита на севере, в Тихвинском районе (верховья рр. Сяси и Тихвинки). Здесь среди обычных песчано-глинистых пород, содержащих тоненькие углетистые прослойки и имеющих от 15 до 30 м мощности, на большом протяжении встречаются валены бокситовых глин и бокситов. Замечательно, что в Тихвинском районе появляются железистые песчаники и железные руды, которые мы видели в крайних южных выходах пород угленосной свиты в южном крыле Подмосковского бассейна [487, 446a].

Следует отметить, что бокситы и бокситовые глины находимы были и в южном крыле Подмосковского бассейна.

Вивейские слои западного крыла заключают в себе как окский, так и серпуховской ярусы. Начинаются окские слои и здесь чередующимися пластами глин, в нижних частях часто имеющих кровяно-красную и пестроцветную окраску, песков и известняков и заканчиваются известняками; серпуховской ярус складывается почти исключительно из известняков и доломитов. Сарычева [1701] полагает, что тульские и частично даже алексинские горизонты на севере развиты в угленосной фации, и морские окские слои представлены преимущественно михайловским и пеневским горизонтами. Общая мощность морских вивейских пород по мере движения к северу сильно убывает и равна в Боровичском районе около 70 м, а в Тихвинском — всего 50 м.

Московский отдел, состоящий, как и южнее, из известняков и доломитов, имеет в основании горизонт красных глин, но в северных частях района последние, по-видимому, выклиниваются [1638].

Восточный склон Балтийского щита

Севернее р. Ояти каменноугольные породы западного крыла Подмосковского бассейна переходят на восточный склон Балтийского щита, где они протягиваются широкой полосой до Белого моря.

В южных частях этой полосы, близ Онежского озера известны еще несомненные нижнекаменноугольные породы с песчано-глинистой свитой, содержащей огнеупорные глины и красные железняки, вапсу, и с известняками с *Productus striatus* Fisch. и *P. latissimus* Sow. вверх (литературу см. 448, 1638). Сарычева [1701] полагает, что здесь в морской фации представлены лишь верхние горизонты серпуховской свиты. Севернее морские динамские породы совершенно исчезают, и на девон, а местами и прямо на изверженные породы налегает толща красных, зеленоватых и пестрых конгломератов, песчаников, песков, глин и мергелей в 50—60 м мощностью. Возраст этой толщи выясен. Исходя из того, что укомаяутые породы служат основанием среднекаменноугольных известняков [132, 528, 544] и похожи на красные глины и песчаники, подстилающие средний карбон в более южных местностях, Толстухины

относят их к среднему отделу системы. Принимая во внимание, что красные породы распространены и в нижнекаменноугольной песчано-глинистой свите, можно предполагать, что рассматриваемый горизонт представляет образование сложное и замещает собою весь дипалтский отдел [1 638] и даже девон.

За красноцветными породами следуют известняки с фауной московского отдела, имеющие на Онеге до 100 м мощности, и затем мощная, по видимому, не менее 200 м толща верхнекаменноугольных пород.

Последние начинаются известняками со *Spirifer supramosquensis* Nik., *Productus volgensis* Stuck., *Omphalotrochus whitneyi* Meek. Выше следует толща красноватых и желтоватых известняков и мергелей с *Productus cora* d'Orb., *Pr. gruenewaldi* Kott., *Pr. inflatus* Mc. Chesney, отвечающие коровым слоям Урала. Далее идут разнообразие известняки с богатой фауной, которые сверху становятся доломитизированными и переходят в настоящие доломиты. Кроме только что упомянутых продуктов, здесь встречаются *Pr. punctatus* Mart., *Pr. konincki* Keyser., *Spirifer fasciger* Keyser., а из фораминифер — *Schwagerina*. Выше этих пород на Северной Двине и на водоразделе рр. Ваги и Онеги выходят глины, относящиеся, по видимому, к артинским или кунгурским слоям [519, 655]. Отметим, что валуны пород с каменноугольными ископаемыми находимы были на Кольском полуострове (р. Варзуга).

Восточно-русская впадина

Переходя к каменноугольным отложениям Восточно-русской впадины мы должны сказать несколько слов о строении их на Окско-Чиниском валу, на Самарской луке и в мелких выходах в Приволжской антиклинальной зоне и Пермской осн Заволжья (литературу см. 29, а также 439, 518, 519, 520, 521, 556, 1 637, 1 695):

Окско-Чиниский вал состоит из средне- и верхнекаменноугольных пород, и лишь в южной части его появляются на короткое время нижнекаменноугольные образования. Почти исключительно к верхнему отделу принадлежат выходы каменноугольных пород в Приволжской антиклинальной полосе. Не останавливаясь в отдельности на всех этих выходах, мы дадим здесь краткий очерк строения верхнекаменноугольных отложений Окско-Чиниского вала, Самарской луки и Дона, которые благодаря работам Ноллинского [93], Сибирцева [119] и С. В. Семихатовой [518, 520] в настоящее время могут считаться хорошо изученными.

В северной части Окско-Чиниского вала антраколитовые отложения могут быть подразделены на четыре подотдела [119]. Нижний из них, имеющий до 10 м мощности, вышну состоит из белых известняков, сверху же — из известняков доломитизированных и кремнистых. Фауна этого горизонта, обычно называемого коралловым, носит переходный характер. В нем еще встречаются в изобилии *Fusulina cylindrica* Fischer., во к ней присоединяются уже и типичные верхнекаменноугольные типы фузулин, именно, *Fusulina longissima* Mull. и *F. prisca* Bhrb.; из брахиопод обычны *Productus cora*, *Pr. semireticulatus*, *Pr. longispinus*, *Meekella eximia*; характерный для московского отдела *Spirifer mosquensis* исчезает; пышного развития достигают кораллы, именно *Bothrophyllum conicum*, *Syringopora*, *Lithothroton* и др. Средний горизонт, тжелеский ярус, состоит преимущественно из желтых доломитизированных и кремнистых известняков и доломитов с целыми пластами кремня. Фузулины представлены в этих породах уже типичными верхнекаменноугольными формами; брахиоподы и кораллы одинаковы с лежащим ниже горизонтом. Особенно распространен здесь *Pr. cora*; рассматриваемый горизонт часто называют коровыми слоями. Третий горизонт верхнекаменноугольных отложений составляют швагериновые слои, отсутствующие в Подмосковном районе. Выражены они преимущественно желтыми и белыми доломитами, очень часто мягкими и даже рассыпчатыми, а также кремнистыми известняками и доломитами с кремнями, и имеют до 10 м мощности. Ископаемых содержат много, но они плохо сохранены. Наиболее характерной чертой фауны является обилие швагерин,

именно *Schwagerina princeps* E h r b.; фузулины — те же, что и в нижележащих слоях.

Бросается в глаза уменьшение количества брахиопод и постепенное возрастание относительного числа моллюсков, среди которых обычными делаются представители родов *Backewellia*, *Modiolopsis*, *Macrodon*, *Murchisonia*, которые особенно-го развития достигают уже в отложениях пермской системы.

Последний горизонт, имеющий около 15 м мощности и известный под именем *шустово-десятидневских слоев*, относят обычно к нижней перми или пермокарбону (артинский ярус). Состоит он из доломитов и доломитизированных и кремнистых известняков [29, 119]. Они характеризуются бедной своеобразной фауной, о которой мы скажем несколько слов ниже.

Несравненно более мощно и более типично развиты верхнекаменноугольные отложения на Самарской луке. Мощность их здесь достигает почти 200 м. Вся эта толща состоит из известняков и доломитов, частью плотных и однородных, частью сахаровидных, иногда мягких и нередко сплошь состоящих из остатков фузулины и кораллов прослоен обломочного матернала, даже глины, не говоря уже о песчаниках, отсутствуют совершенно.

Каменноугольные отложения Самарской луки прекрасно изучены Нонинским [93], который подразделил их на 6 горизонтов. Нижний из них (коралловый) характеризуется пышным развитием кораллов, преимущественно *Syringopora parallela* Fisch., *S. samarensis* Stuck., *Ascoropora nodosa* Fisch. и *Camporphyllum volgensse* Stuck. Фауна этого горизонта наиболее богата и разнообразна (180 видов). Второй горизонт характеризуется обилием крупных *Spirifer* группы *Sp. mosquensis*, из которых особенно распространен *Sp. jigulensis*. По богатству фауны он немногим уступает коралловому; интересно, что здесь появляются уже некоторые виды моллюсков, которые играют особенно важную роль в пермских отложениях (*Schizodus rossicus* Vern., *Backewellia ceratophaga* Scheth.). В следующем выше горизонте с *Productus konincki* Vern. начинается резкое обеднение фауны, так что здесь количество видов падает до 68; особенно резко уменьшается количество мшанок и *Productidae*, а *Spirifer* группы *Sp. mosquensis* почти исчезают. Четвертый горизонт плохо охарактеризован палеонтологически, а в пятом (горизонт с *Productus canceriniformis* Tsch.) мы замечаем дальнейшее обеднение фауны, так что здесь насчитывается всего 37 видов. Моллюски здесь играют значительно более важную роль, нежели в нижележащих слоях. В последнем, шестом горизонте, характеризуемом массовым появлением *Schwagerina princeps*, фауна делается уже весьма своеобразной. Мшанки здесь исчезают совершенно, количество кораллов резко падает, брахиоподы представлены всего 6 видами, и доминирующая роль переходит к моллюскам, среди которых заметную роль играют пермские типы.

Над шустово-десятидневскими слоями залегают породы, отвечающие шустово-десятидневскому горизонту Окско-Циньского вала. Мощность их здесь возрастает до 50—60 м, и они состоят из слоистых доломитов, перемежающихся с многочисленными прослоями и линзами гипса и ангидрита; в местах, где гипсы выщелочены, доломиты нередко переходят в брекчьевидные разности [29, 93]. Такой же приблизительно состав имеют шустово-десятидневские отложения и в Казани, где они были достигнуты буровой скважиной. Кроме того, здесь был встречен и небольшой пласт каменной соли, отвечающий, вероятно, по своему возрасту соленосной толще Приуралья (см. выше).

Фауна шустово-десятидневских отложений Самарской луки и Окско-Циньского вала весьма сильно разнится от фауны артинского яруса При-

уралья. Согласно исследованиям Нолнского, она представляет обедневшую, вымирающую, односторонне изменчивую фауну каменноугольных отложений. Мшанки, илгокожные и трилобиты здесь исчезают, кораллы, фораминиферы и брахиоподы отступают на второй план, и первенствующая роль переходит к моллюскам, именно пелециподам и гастроподам. Из пелеципод известны лишь *Orthoceras*, аммоны же совершенно отсутствуют. Обеднение фауны увеличивается с переходом от более древних слоев к более новым.

Из ископаемых рассматриваемых отложений Самарской луки мы упомянем *Meekella volgensis* Stuck., *Productus cancriniformis* Tschirn., *Bachewellia antiqua* Münster., *B. ceratophaga* Schl., *Schizodus whelleri* Swall., *Astarte permocarbonica* Tschirn., *Athorisma elegans* King, *Pleurotomaria kingi* Yakowl., *Murchisonia ischernyschewi* Yakowl., *Naticopsis volgensis* Stuck.

На Дону между станицами Клецкой и Трехостровянской [57, 118, 520] мощность каменноугольных отложений равна 180 — 200 м. Начинаются они известняками среднего отдела (50 — 60 м), за которыми следует верхний карбон, состоящий в нижних и верхних частях из известняков, в средней же из пестрых (желтоватых, зеленоватых, серых и малиновых) глин с прослойками известняка и мергеля (10 — 20 м). По литологическим и фаунистическим признакам верхнекаменноугольные отложения берегов Дона очень близки к соответствующим образованиям Самарской луки. Подмосковной котловицы и даже восточного склона Балтийского щита, которые удалены от них на многие сотни километров. Всего в 250 км к юго-востоку от донских выходов каменноугольные отложения выходят на поверхность в Донецком бассейне, но фактически они здесь не имеют ничего общего с донскими. Разница эта зависит от того, что с переходом в Донецкий бассейн мы попадаем в пределы углубляющейся геосинклинали.

Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина

До самого последнего времени выхода каменноугольных пород на платформе к югу от Воронежской кристаллической глыбы были известны только в Донецком крыже, но присутствию карбона в пределах Днепровско-Донецкой впадины можно было только догадываться. Недавно, однако, выхода каменноугольных известняков были обнаружены на Дону в 40 км ниже Богучара [438], а ведущиеся теперь разведки на каменный уголь на границе Центрально-Черноземной области с Украинной между городами Павловском, Богучаром и Валуями показали, что карбон имеет широкое распространение по южному склону Воронежской глыбы и в северных частях Днепровско-Донецкой впадины. Результаты ведущихся здесь бурений представляют глубокий интерес как в практическом, намекая возможность открытия нового угленосного района, так и в теоретическом отношении.

Как показано на прилагаемом рисунке (рис. 13), заимствованном у Дубянского [1470, 1471], каменноугольные отложения залегают на небольшой глубине под верхнемеловыми породами. Непосредственно на гранитах располагаются малевко-мураевнинские и турнейские известняки до 50 м мощности. Выше следует толща темных глинистых сланцев с прослоями горючих сланцев и тонкими прослойками угля, общей мощностью до 60 м; породы эти, соответствующие по возрасту угленосной толще Подмосковного бассейна, наряду с растительными остатками со-

держат большое количество раковин остракод, моллюсков и брахиопод. Сланцы покрываются мощной (больше 200 м) толщей известняков, полого падающих к югу. Южные скважины обнаружили и среднекаменноугольные породы. Средний карбон обнаруживает некоторое сходство с подмосковным в том отношении, что в основном состоит из мощной толщи известняков; но в отличие от Подмосковного района среди последних встречаются прослои темного известняка, а также глинистых и песчаных сланцев, в которых пока найдены тонкие, не выше 9 см, прослойки угля; этим намечается переход к тому типу отложений, который характеризует Донецкий бассейн.

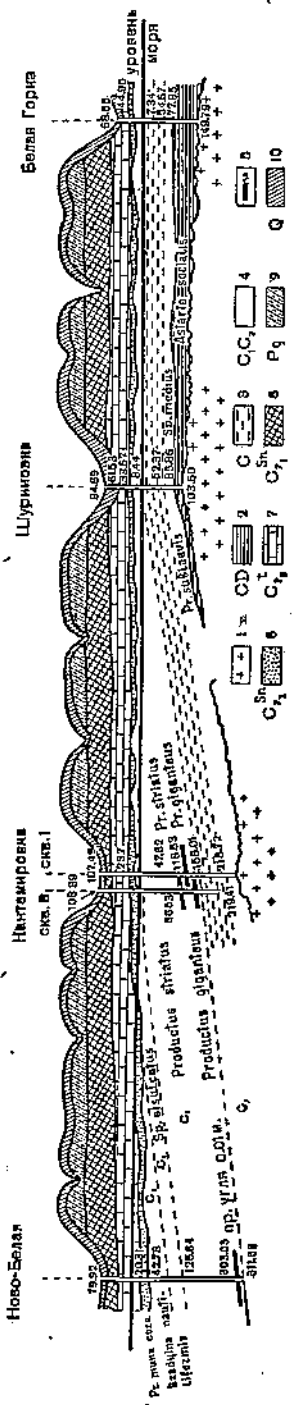


Рис. 13. Схематический геологический разрез с запада на восток по разведочным скважинам от селения Ново-Белой до сл. Белой Горки.

краткое общее описание Донецкого бассейна и его углей [425, 486], детальное исследование последних [491, 495, 496] и, наконец, гидро-геологический очерк бассейна [451]. Из других работ следует упомянуть Яковлева [568], Лебедева [477], Степанова [526]; список литературы дается в № 451.

До самого последнего времени чрезвычайно плохо обстояло дело с обработкой палеонтологического материала донецких съеомок, и мы принуждены были пользоваться списками фауны, данными Ф. Н. Чернышевым [425], Н. И. Лебедевым [477, 1742] и К. И. Лисицыным [1673, 1674] на основе недостаточного материала. За последние годы появились монографии Ротая [1696] (брахиоподы нижнего карбона), Федотова [1712] (пелециподы), В. Чернышева [1728] (*Carbonicola*, *Nayadites*, *Anthracozya*). Флора Донецкого бассейна обработана Залесским, предложившим недавно на основе ее новое подразделение палеозойской толщи [459, 461].

С петрографической точки зрения породы донецкого карбона изучались Зильберминцем и Масловым [466], а также Чирвинским [679].

Толща каменноугольных отложений Донецкого бассейна имеет огромную мощность (около 11 000 м) и включает в себе, повидимому, все горизонты, начиная от переходных к девону до переходных к пермским отложениям.

Нижнекаменноугольные породы выходят на поверхность в районе Главного антиклинала Донецкого кряжа и в бассейне Кальмуса, где видно наложение их на девонские породы. Наложение несогласное, и девонские отложения местами размыты до полного уничтожения, так что карбон налагает в таких пунктах прямо на докембрийские образования.

Начинаются нижнекаменноугольные отложения свитой известняков около 250 м мощностью. Самые нижние горизонты последних (около 20 м), которые могут соответствовать ушнским слоям, характеризуются присутствием *Productus fallax* P a n d. и *Spirifer medius*. Выше идут слои (около 60 м) с типичной турнейской фауной (*Spirifer tornacensis*, *Syringothyris*, *Chonetes hardensis*, *Productus antiquissimus*, *Pr. mesolobus*, *Schizophoria resupinata* и др.), соответствующие известнякам Чернышова. Наконец, верхние горизонты известняковой толщи содержат типичную визейскую фауну окского яруса Подмосковного бассейна: *Productus giganteus*, *Pr. striatus*, *Chonetes papilionacea*, *Dibunophyllum* и др.

Выше окских слоев характер нижнекаменноугольных образований резко меняется, и верхняя часть их состоит из чередующихся пластов слюдястых, аркозовых и кварцевых песчаников, песчаных и глинистых сланцев с прослойками известняка и тонкими, редкими прослойками угля. Мощность этой толщи, разбитой донецкими геологами на 4 свиты (C_1^2 — C_1^4), равна 1500 м. *Productus giganteus* здесь исчезает, и появляются *Pr. latissimus* и *Spirifer trigonalis*, которые, как мы знаем, являются руководящими ископаемыми серпуховского яруса Подмосковного бассейна.

С палеофитологической точки зрения свиты C_1^2 — C_1^4 характеризуются присутствием *Sphaenophyllum tenerrimum* Etting., кроме того, здесь встречаются *Pecopteris aspera* Brongn., *Rhodesa göpperti* Etting., *Stigmaria fcooides* Sternb. (I флора). Свита C_2^5 содержит иную флору, характеризующуюся *Lepidophlois scoticus* Kidst.; здесь присутствуют *Mariopteris acuta* Brongn., *Astrophyllites grandis* Sternb., *Sphaenopteris sternbergi* Etting. (II флора).

Породы московского отдела системы достигают в восточных частях Донецкого бассейна свыше 4 000 м мощности, к западу же толщина их значительно утоняется. Вся эта огромная свита состоит из чередующихся пластов песчаников, песчанистых и глинистых сланцев с прослоями угля и известняка, которые отличаются относительно очень большим постоянством и могут быть прослежены на весьма большое расстояние. Относительное значение различных пород в строении рассматриваемой толщи определяется следующими цифрами (в процентах):

	Песчаники	Песчанистые сланцы	Глинистые сланцы	Угли	Известняки
Горховский антиклиналь . . .	48,5	23,5	24,9	1,8	1,3
Район ст. Дожманская . . .	16,1	54	28	3	0,9

Недостаточная изученность фауны не позволяет решить, возможно ли подразделить среднекаменноугольные образования Донецкого бассейна на более мелкие стратиграфические единицы, исходя из палеозоологических признаков. При работах по составлению детальной геологической карты Донецкого бассейна средний отдел системы был подразделен на 6 свит ($C_1^1 - C_2^3$), которые различаются друг от друга трудно передаваемыми в изложении литологическими признаками. Не останавливаясь на характеристике отдельных свит, мы укажем только, что мощность каждой из них возрастает с запада на восток и иногда очень значительно; например, свита C_2^3 увеличивается в указанном направлении с 600 до 1 400 м, а свита C_2^5 от 340 до 860 м. В меридиональном направлении замечается увеличение мощности от антиклиналей к синклиналям. В литологическом отношении также замечаются изменения с северо-запада на юго-восток, наиболее резко сказывающиеся в увеличении числа и мощности известняковых прослоев. Наибольшее количество прослоев угля приурочивается к двум верхним свитам.

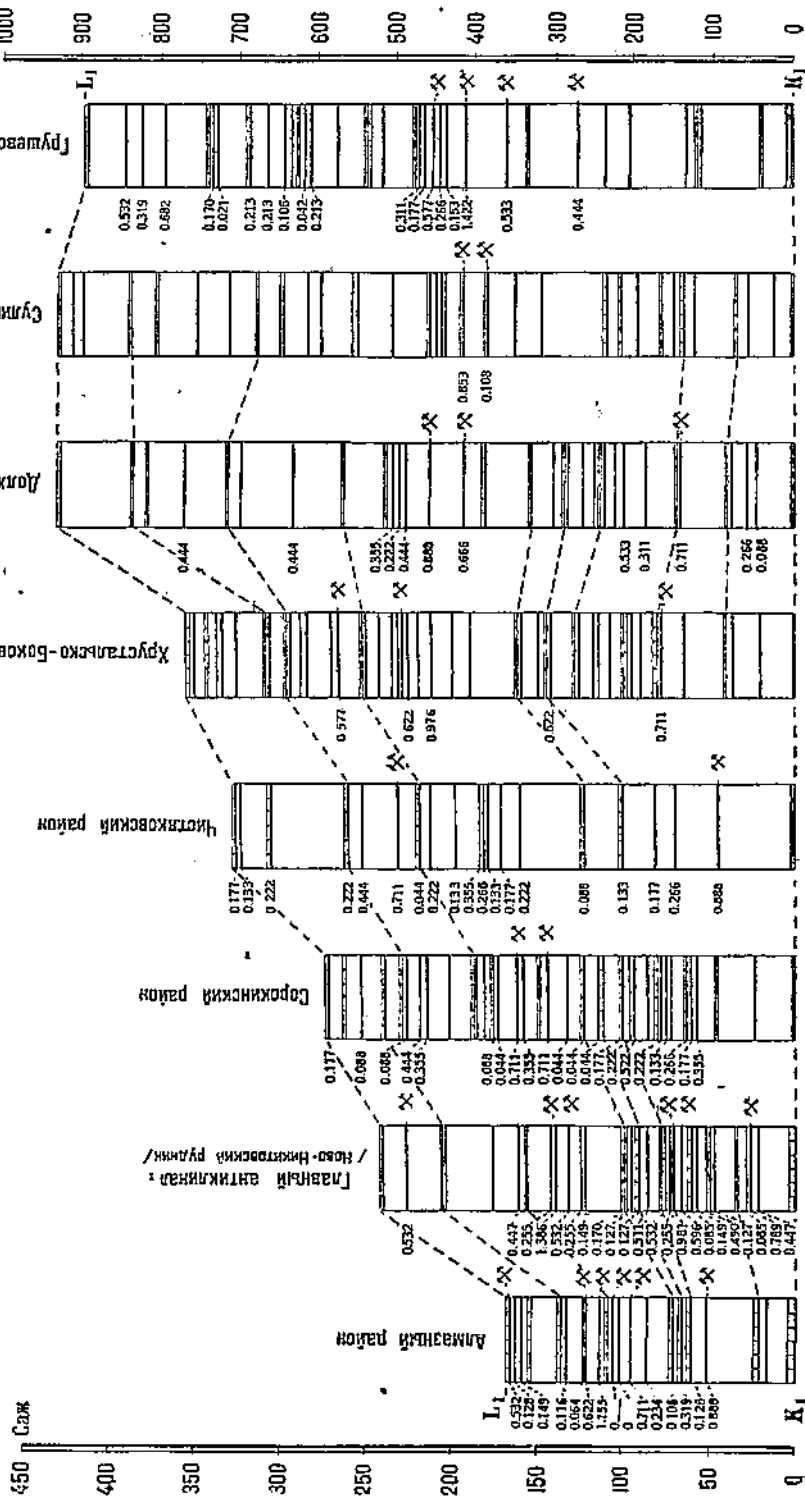
Чтобы сделать более наглядным сказанное об изменении мощности и состава среднекаменноугольных отложений, мы приведем здесь ряд схематических разрезов свиты C_1^2 (рис. 14).

Органические остатки в среднем отделе принадлежат как животным, так и растениям. Фауна его еще очень несовершенно изучена; в работах Чернышева и Лутугина указывается длинный ряд ископаемых, общих с московским отделом Подмосковского района: *Productus semireticulatus*, *Pr. longispinus*, *Spirifer mosquensis*, *Orthothetes crenistria*, *Maekella extima* и др.

По флоре три нижние свиты среднего карбона ($C_2^1 - C_2^3$) представляют одно целое, объединяемое присутствием *Neuropteris schlehani* Stur., *N. rectinervis* Kidst., *Mariopteris benckei* Pot., *Mixoneura obliqua* Brongn. (III флора). Свита C_2^4 содержит уже иную флору, в которой вместе с *Mixoneura obliqua* преобладают *Sphaenopteris rutaeifolia* Gutb., *Alethopteris decurrens* Artis, *Mariopteris nervosa* Brongn. (IV флора). Пятая флора характеризует свиты $C_2^5 - C_2^6$; здесь присутствуют *Neuropteris gigantea* Sternb., *N. tenuifolia* Schloth., *Pecopteris plumosa* Artis и ряд форм предыдущей свиты.

Верхний отдел каменноугольной системы Донецкого бассейна состоит, подобно среднему, из мощной толщи перемежающихся пластов

Рис. 14. Свита S_3^b в различных районах Донецкого бассейна (по Лу-
тугину и Степанову [486]), на колонках указаны слои угля (черные
линии) и известняка. Мощность угольных пластов в метрах.



глинистых сланцев, песчаников и известняков. Количество и мощность прослоев известняка в нем больше, нежели в среднем отделе. Значение их особенно возрастает в восточных частях бассейна, как это имеет место и для среднекаменноугольных осадков. Угольные слои, встречающиеся среди этих пород, гораздо тоньше, нежели в породах московского отдела, и только в нижних горизонтах достигают толщины рабочих пластов.

Описанную толщу, достигающую 1 500 м мощности, Чернышев и Лутугин подразделили на три свиты (C_3^1 — C_3^3), границами которых являются пласты известняков, прослеживающиеся по всей площади Донецкого бассейна. Из числа приводимых Чернышевым для этих свит ископаемых мы упомянем *Schwagerina*, *Fusulina verneuli*, *Rhynchopora nikilini*, *Spirifer supramosquensis*, *Stenotetes uralica*, *Productus cora*.

Выше следует еще весьма мощная, около 1 000 м, серия пород, которые Чернышевым и Лутугиным отнесли к нижней перми, Яковлевым же считаются за каменноугольные (араукаритовая свита). Наиболее полно развиты эти породы в пределах Артемовской (Бахмутской) котловины. Не входя в подробности, мы только отметим, что они состоят из серых, зеленоватых и красных глинистых сланцев, кварцевых и аркозовых песчаников, с весьма редкими и тонкими прослоями угля и прослоями известняков, иногда богатых ископаемыми.

Палеофитологические данные подтверждают правоту взглядов Яковлева на возраст араукаритовой свиты.

Свита C_3^1 содержит достаточно обособленную флору (VI флора), характеризующуюся присутствием *Neuropteris rarineris* Bunb., *Alchopteris grandini* Brongn., *Sphaenophyllum emarginatum* Brongn.

Для свиты C_3^2 Залесский указывает *Annularia stellata* Schlth., *Sphaenophyllum oblongifolium* G. et K., *Neuropteris rarineris* Bunb., *Pecopteris miltoni* Artis (флора VII).

Свита C_3^3 содержит *Annularia stellata*, *Sphaenophyllum oblongifolium*, *Pecopteris arborescens* Schlth., *P. polymorpha* Brongn., *Sphaenopteris matheti* Zeil. (флора VIII). Наконец, в араукаритовой свите встречаются *Pecopteris polymorpha*, *P. candallei* Brongn., *Neuropteris cordata* Brongn., *Odontopteris schlotheimi* Brongn. (флора IX). Флоры VII, VIII и IX настолько тесно связаны между собою, что Залесский объединяет содержащие их свиты в одну луганскую серию.

По мнению Залесского, I флора указывает на верхнекульмовый возраст содержащих ее пород (C_1^1 — C_1^4), II — VII флоры — на вестфальский (C_1^5 , C_2^1 — C_2^6 , C_3^1) и флоры VIII — IX — на стефанский.

Б. Чернышев [1 425] проводит границу между вестфальским и стефанским аргументами между C_3^1 и C_3^2 .

Над араукаритовой свитой залегает еще мощная толща слоев, всеми авторами согласно причисляемая к нижнепермским или пермокарбонным образованиям [425, 451, 500, 658, 676, 677]; она разделяется на свиту так называемых медистых песчаников и сланцев и покрывающую ее известково-доломитовую толщу.

Первая из названных свит состоит из песчаников красного, зеленовато-серого и серого цвета, содержащих местами окисные соединения меди, а также из красных и зеленых глин и разного цвета песчано-глинистых сланцев. Верхний отдел донецкой нижней перми сложен из известняков, более или менее доломитизированных, и настоящих доломитов, которые перемежаются с пестрыми глинами и иногда с песчаниками. В верхних горизонтах толщи встречаются слои гипсов, которые к западу

от р. Казенный Торез выклиниваются. Ископаемыми известково-доломитовая толща не богата.

Выше известково-доломитовой толщи в Донецком бассейне располагаются пласты каменной соли, чередующиеся с пластами ангидрита и реже глины и мергеля; соленосные породы покрываются чередующимися слоями ангидрита, гипса, мергелей, глин и реже песчанников; заканчиваются разрезы толщею красных глин, мергелей и песчанников. Породы эти обычно относят уже к верхнему отделу пермской системы, но мы упоминаем о них здесь потому, что стратиграфически они явно соответствуют гипсам и соли Приуралья. Мощность известково-доломитовой и солено-гипсовой толщи, вместе взятых, оценивается в 1 000 м.

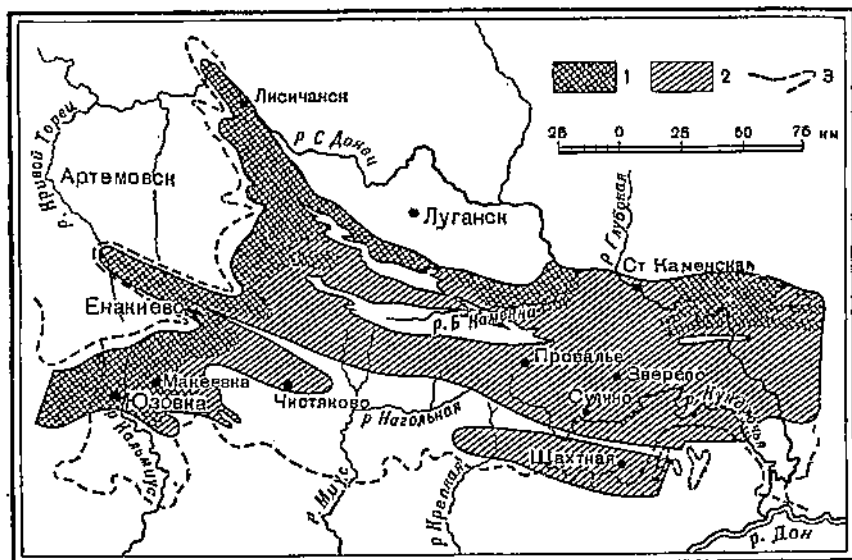


Рис. 15. Распределение курных углей и антрацитов в Донецком бассейне.

1—каменный (курный) уголь; 2—антрацитовый (тощий) уголь; 3—граница выходов каменноугольных отложений.

К тому же горизонту в пределах Днепровско-Донецкой впадины могут относиться выходы мергелей и гипсов в районе Лубен; недавно здесь при бурении обнаружена была и соль.

Угли Донецкого бассейна по условиям своего залегания коренным образом отличаются от углей подмосковных. Мы имеем здесь дело не с линзами более или менее ограниченных размеров, а с настоящими пластами, часть которых можно проследить по всей площади бассейна. Мощность пластов, число которых 120 (рабочих 50 — 60), очень невелика и обычно не превышает 1,5 м. Очень интересно, что качество углей, именно содержание в них летучих, меняется закономерно в зависимости от тектоники, точнее, в зависимости от величины давления, которое испытывал пласт. Количество летучих составных частей уменьшается вкратце простирания при переходе к более древним слоям и по простиранию с запада на восток. В зависимости от этого возникает то своеобразное распределение курных углей и антрацитов, которое изображено на рис. 15.

Область палеозойских горных сооружений

Урал и Тиман

Выхода карбона в системе Урала появляются на Новой Земле; южнее они известны на северо-западном конце Пай-хоя, а от места сочленения последнего с Уралом, в верховьях Усы на западном склоне хребта начинается непрерывная полоса каменноугольных отложений, доходящая на юге до р. Урала. От этой полосы в верховьях Сыни и Косью, левых притоков Усы, ответвляются и уходят в Большеземельскую тундру длинные полосы каменноугольных пород, слагающих хребет Чернышева. На границе северной и средней части хребта от Урала отходят на северо-запад полосы каменноугольных известняков, которые сопровождают оба склона Тимана; наконец, в Южном Урале, в бассейне Уфы и Юрзани от Урала прямо на север также ответвляется полоса карбона, слагающая Уфимское плато. К югу от р. Урала на западном склоне Мугоджар выхода карбона известны в верховьях правых притоков Илека и южной оконечности Мугоджар близ станции Бер-Чогур.

На восточном склоне хребта в области Полярного Урала выхода карбона не известны, но в средних и южных частях восточного склона имеются многочисленные полосы каменноугольных отложений, залатых между изверженными и метаморфическими породами. Одна из наиболее крупных полос протягивается через верховья рр. Нейвы, Ниды, Пышмы, и Исети, а другая следует вдоль верхнего, меридионального течения р. Урала.

К карбону Новой Земли относятся работы: 299, 301, 336, 566 нашего списка литературы, к Полярному и Северному Уралу — 138, 283, 308, 413, 415, 446, 453, 456, 468, 533, 572, 573, 1 684, 1 626, 1 576, 1 653, 1 586, 1 567, 1 602, 1 616, 1 617, к Среднему и Южному — 308, 320, 371, 373, 374, 377, 378, 379, 385, 393, 395, 403, 404, 410, 417, 427, 431, 452, 453, 458, 464, 467, 469, 473, 527, 552, 561, 562, 1 599, 1 627, 1 595, 694a, 1 655, 1 611, 1 650, 1 619, 1 622, 1 635, 1 621, 1 668, 1 705, 1 707, 1 717, 1 672, 1 699, 1 709. Сведения о карбоне Большеземельской тундры можно найти в работах 384, 416, 530, 542, 543 и о карбоне Тимана — 139, 241, 242, 246, 485, 503.

Из палеонтологических работ по каменноугольным отложениям Урала главнейшими являются монографии Чернышева [544], Меллера [489, 490], Штукенберга [554], Лихарева [484], Янишевского [563]; из новейших работ следует упомянуть Круглова [476], Либровича [479], Пэрна [511], Фредерика [566, 532, 531, 534 и др.], Янишевского [336].

Особенно нужно отметить ту часть антраколитовых образований, которая отделяется от каменноугольной системы и рассматривается как пермокарбонные или палеопермские отложения.

Они известны на Новой Земле [301, 339, 684], и очень широко развиты на западном склоне Урала, где породы этого возраста тянутся непрерывной и местами широкой полосой, начиная от берегов Ледовитого океана на севере и до северных частей Мугоджарских гор на юге; на восточный склон хребта эти образования совершенно не распространяются [138, 320, 373, 377, 378, 384, 415, 416, 417, 427, 446, 456, 468, 531, 532, 542, 543, 552, 561, 572, 573, 588, 591, 592, 600, 606, 608, 613, 614, 630, 641, 642, 645, 646, 647, 650, 653, 656, 661, 664, 666, 669, 671, 672, 675, 678, 687, 690, 694a, 1 717, 1 655, 1 654, 1 664, 1 635, 1 718, 1 644, 1 617, 1 612, 1 625, 1 627, 1 699, 1 662, 1 663, 1 697].

Важнейшие палеонтологические работы по нижнепермским отложениям принадлежат Карпинскому [608], Сопкиной [656, 687, 1702], Стоянову [657], Туманской [659], Фредериксу [532, 531], Червову, [672], Чернышеву [545, 544], Яковлеву [676, 680], Шмальгаузену [675], Лихареву [1676], Шульга-Нестеренко [1713]. При описании уральского карбона удобнее сначала рассмотреть динантские или нижнекаменноугольные отложения, а затем совместно московский и уральский отделы системы.

Нижнекаменноугольные отложения в различных частях Урала представляют весьма существенные отличия. Мы начнем ознакомление с ними с бассейнов Чусовой, Косы и Вишеры, на западном склоне хребта, где они довольно хорошо уже изучены благодаря старым исследованиям Краснопольского и Кротова и новым работам Иванова, Фредерикса, Горского.

В основании их здесь залегают серые известняки в 100 — 200 м мощностью, содержащие в верхних горизонтах пласты пестрых глин, кремнисто-глинистых сланцев и песчаников. Известняки содержат многочисленные ископаемые — *Spirifer medius* Le b., *Sp. kynensis* Fred., *Chonetes interstriata* M. Co y, *Ch. laguesiana* K o n., *Schizophoria resupinata* Mart., *Productus mesolobus* Phill., *Pr. lichvini* Liss., *Pr. panderi* Auerb., *Caninia antipovi* Stuck., *Syringopora reticulata* Goldf. и др.; кроме того, указываются *Spirifer ranovensis* Peetz и *Athyris puschkiana* Sem. et M ö l. Фауна эта показывает, что в известняках мы имеем дело с турнейскими слоями, и, кроме того, они заключают в себе аналоги не только чернышнских, но и утинских и малевко-муравьинских отложений Подмосковной котловины.

Фредерикс, в одной из своих последних работ [1717] предполагает, что толщу известняка можно разделить на три горизонта — илимский соответствующий малевко-муравьинским слоям, кинзовский, параллельный утинским известнякам и кизовский, который содержит *Productus mesolobus* (*Pr. hyperboreus* Nal.) и отвечает чернышнским слоям (см. также [1672]). Подразделение турнейских пород на три горизонта принимается также и Горским.

На турнейские известняки, связываясь с ними постепенными переходами, налегает угленосная свита, имеющая 150 — 300 м мощности. Она подразделяется Горским в Кизеловском районе на 5 горизонтов. Нижний из них состоит из глин и глинистых сланцев с прослоями песчаника и известняка с верхнетурнейскими ископаемыми; местами к этому нижнему горизонту приурочиваются лишвы боксита и залежи бурого железняка. Выше следует горизонт, характеризующийся особенно большим развитием песчаников, и за ним основной угленосный горизонт, представленный глинистыми сланцами с тонкими прослойками песчаников и рабочими слоями угля (от 1 до 4). Покрывается продуктивный горизонт мощными кварцевыми песчаниками, за которыми следует последний, пятый горизонт, состоящий из глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков, содержащих иногда морские визейские ископаемые (*Productus giganteus*, *Chonetes* и др.). Это показывает, что угленосная свита отвечает верхним частям турнейского и нижним частям визейского яруса. Из остатков растений в угленосных породах встречаются *Stigmara ficoides* Brongn., *Lepidodendron glinkanum* Schmal., *L. obovatum* Strub., *Sigillaria*, *Cordaites* и др.

Над переходным горизонтом верхней части угленосной свиты зале-

гает мощная (400 — 450 м) толща визейских известняков серой, темно-серой и черной окраски, содержащих довольно обильную фауну, из которой мы упомянем *Productus giganteus*, *Pr. sulcatus* Sow., *Pr. maximus* M' C. d. y., *Pr. striatus* Fisch., *Ononetes papilionacea* Phill., *Athyris expansa* Phill., *Lillostrotion irregulare* Phill., *L. junceum*, *Syringopora gracilis* Key s.; *Productus giganteus* распространён преимущественно в нижних горизонтах толщи, а *Pr. striatus* — в верхних; в самых верхних слоях известняков, которые могут отвечать уже серпучковскому горизонту, появляется *Pr. edelburgensis* Gröb. и *Spirifer bisulcatus*.

Описанный тип нижнекаменноугольные отложения сохраняют, по-видимому, и на всем западном склоне Северного Урала.

В хребте Чернышева развиты как визейские известняки с *Pr. giganteus*, так и подстилающие их турнейские породы, представленные то одними известняками, то известняками, песчаниками и сланцами.

Что касается Тимана, то нижний карбон в виде известняков с *Pr. giganteus* развит только у южной оконечности хребта и севернее выклинивается.

В южных частях Среднего и в Южном Урале угленосная свита исчезает, и обычно здесь вся толща нижнекаменноугольных отложений состоит из известняков. Местами в бассейне р. Зилима, однако, продолжением угленосной свиты является горизонт темных сланцев и кварцевых песчаников, которые отделяют турнейские слои от визейских.

В некоторых пунктах сланцы и песчаники развиты и среди турнейских пород. Общая мощность нижнекаменноугольных пород достигает 400 и даже 600 м.

Необходимо отметить, что самые нижние горизонты карбона на р. Зиган [1622] содержат фауну, заставляющую сопоставлять их с малевко-мураевинскими и ушнскими слоями: *Spirifer* группы *Sp. vernewili*, *Productella subaculeata* и др.

По течению р. Белой и южнее, в бассейне р. Сакмары, в надвиговых массивах, сменяющих автохтонные нижнекаменноугольные образования, состав нижнего карбона сильно меняется: известняки здесь заменяются сложным и мощным комплексом известняков, сланцев и кремнистых пород, в фауне которых немаловажную роль играют гоннатиты (*Glyphioceras striatum* Sow., *Proschumardites Karpinskii* Tschgn., *Pronorites ferganensis* Tschgn.). Эта зона является переходной к тому типу нижнего карбона, который характеризует восточный склон хребта [694a, 1616].

Нижнекаменноугольные отложения восточного склона Урала в строении своей нижней, турнейской части существенно разнятся от одновременных образований восточного склона, тогда как визейские слои и здесь сохраняют в общем уже описанный характер.

Нижний карбон северной и средней частей восточного склона хребта, к северу от 58° с. ш., изучен еще очень плохо. В бассейне р. Северной Сосьвы здесь известны турнейские известняки, глинистые и углистые сланцы, а также толщи основных эффузивных пород, частью подстилающих, частью же покрывающих турнейские образования.

Гораздо более данных имеется о той области Среднего Урала, которая расположена между 58 и 56° с. ш. в верховьях рр. Нышмы и Исети. Каменноугольные отложения здесь тесно связаны с девонскими. Нижним членом их является весьма изменчивая и мощная (до 550 м) толща песчаников, иногда переходящих в конгломераты, которым подчинены

глинистые и углистые сланцы и глинны; среди сланцев встречаются слои каменного угля. Местами среди этих пород содержится туфовый материал, а по р. Исети верхние части толщи замещены, повидимому, порфирами и их туфами. Из ископаемых в описанных породах встречаются ядра *Productus* и *Spirifer* группы *Sp. tornacensis* и многочисленные остатки растений.

Песчанниковая свита покрывается толщей, до 1 200 м мощностью, визейских известняков, частично доломитизированных, которую по фауне делят на три горизонта. Нижний из них характеризуется присутствием *Pr. giganteus* и многочисленных кораллов, а средний — многочисленных *Pr. striatus* и редких *Pr. giganteus*, а также кораллов и пр. Верхний горизонт содержит своеобразную фауну, в которой упомянутые *Productus* отсутствуют; литологически он отличается от подстилающих присутствием наряду с известняками известняковых конгломератов и песчанников; судя по всему, мы имеем здесь дело с эквивалентами серпуховского яруса.

В Южном Урале имеются две наиболее крупные полосы каменноугольных пород, одна из которых расположена вдоль течения р. Урала, а другая на Урало-Тобольском водоразделе.

Наилучшее изучен нижний карбон в пределах западной, приуральской полосы. Здесь он также теснейшим образом связан с верхнедевонскими образованиями; в районе озер Улянды в песчанниках и конгломератах была встречена фауна смешанного девонско-каменноугольного типа. Нижняя часть карбона сложена в рассматриваемой области мощной и изменчивой толщей разнообразных пород, среди которых очень большое развитие имеют эффузивные вулканические образования, представленные как порфирами, так и более основными породами — диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами. Эффузивные породы частью переслаиваются, частью же на коротких расстояниях замещаются нормальными осадочными образованиями — песчанниками, кремнистыми и глинистыми сланцами, известняками и прочими породами, которые содержат также большую или меньшую примесь туфового материала. Частью в туфах, главным же образом в известняках, местами содержится обильная фауна турнейского яруса — *Percyclus*, *Spirifer* группы *Sp. tornacensis*, *Productus sublaevis* Коп. и др. Нарядка среди описанных пород встречаются прослои угля. Визейские породы в Приуральском районе построены так же, как и в Исетско-Пышминском; известняки имеют здесь очень большую мощность (1 000 — 1 500 м).

В восточной полосе, лежащей на водоразделе Урала и Тобола и образующей Полтаво-Брединский угленосный район, нижний карбон отличается от приуральского, повидимому, меньшим распространением изверженных пород, а также большим развитием угольных слоев.

Кроме иного состава каменноугольные отложения восточного склона хребта отличаются от пород западного склона очень сильной дислоцированностью и метаморфизацией. Последняя местами бывает столь глубокой, что обычные породы переходят в кристаллические сланцы и гнейсы; углистые сланцы превращаются в графитовые, а угли в графит.

Переходя к обзору средне- и верхнекаменноугольных отложений Урала, мы должны отметить, что в настоящее время не имеется единой, общепризнанной схемы их стратиграфии. До начала производящихся в последние годы работ по составлению пятитверстной карты Урала принято было считать, что на западном склоне хребта имеются достаточно хорошо выраженные среднекаменноугольные отложения подмосковного типа, и что верхнекаменноугольные образования этой области, по богатству ископаемых считающиеся типом морской фации верхнего отдела системы (уральский отдел), делятся на очень хорошо обособленные горизонты, которые были установлены Чернышевым во время его работ на Южном Урале. Наконец, принималось, что

верхний карбон выражен на западном склоне хребта исключительно в известковой фации и резко отделен от сланцево-песчаниково-конгломератовой толщи налегающих на него нижнепермских образований (артинский ярус). В настоящее время выяснилось, что типичные отложения московского отдела с фауной мячковского типа на Урале встречаются редко. Для верхнего карбона стратиграфия, предложенная Чернышевым, повидимому, оказывается неприложимой, и имеются указания, что в основу ее положены лишь фациальные ассоциации ископаемых, которые повторяются на различных стратиграфических уровнях. Кроме того, становится все более и более ясным, что часть известняков, считавшихся ранее типичными верхнекаменноугольными, залегают не ниже артинских (нижнепермских) пород, но являются их стратиграфическими эквивалентами. Раньше, чем излагать эти новые данные необходимо представить точку зрения Чернышева на строение верхнекаменноугольных отложений западного склона Южного Урала.

Прекрасные разрезы средне- и верхнекаменноугольных отложений находятся здесь в бассейне Уфы и Юрезани, где они наиболее подробно были изучены Чернышевым. Выше горизонта с *Pr. striatus* залегают известняки серой и розовато-серой окраски, иногда кремнистые, мощностью около 100 м, относимые к среднему карбону. Местами они бываю переполнены раковинами *Pr. semireticulatus*, *Pr. longispinus* и др. Существенным отличием этих известняков от подмосковного среднего карбона является отсутствие типичных *Spirifer mosquensis* Fisch. Представители этой группы встречаются часто, они обнаруживают большое сходство с верхнекаменноугольными типами, как *Sp. trautscholdi* Stuck., *Sp. pavlowi* Stuck. и др.

В основании верхнекаменноугольных отложений, по Чернышеву, располагается розовато-серый плотный известняк с прослоями кораллов *Petalaxis porillocki* F. H., *Pet. timanicus* Stuck.; кроме того, здесь в огромном количестве встречаются *Productus inflatus* Mc. Chesney и *Spirifer marcoui*, почему этот горизонт известен под именем горизонта *Spirifer marcoui*. Следующий горизонт, называемый горизонтом *Omphalotrochus whitneyi* Meek, состоит из кораллового известняка до 12 м мощности, слагающегося из полипняков только что упомянутых видов *Petalaxis*, *Syringopora parallela* Fisch. и др. В этих двух нижних горизонтах, по Чернышеву, кроме уже упомянутых ископаемых встречаются *Productus gruenewaldi* Krot., *Pr. inflatus* Mc. Chesn., *Pr. cora* Orb., *Pr. konincki* Verp., *Derbia crassa* M. et H., *Camarophoria crumena* Mart., *Athyris planosulcata* Phill., *Caniinia lonsdalei* Key s. и др. По обилию кораллов и общему составу фауны два описанных горизонта, общая мощность которых около 60 м, соответствуют коралловому горизонту Окско-Циннского вала и Самарской луки.

Слоп, соответствующие гжельским, достигают 100 м мощности и выражены серыми, нередко кремнистыми известняками с прослоями мергеля и тонкослонистых оолитовых известняков, в нижних горизонтах которых встречаются прослой горячего сланца. Сложные кораллы здесь отсутствуют; массами встречаются *Productus cora*, почему весь горизонт получил название *кораллово*; из других ископаемых наибольшим распространением пользуются *Marginifera uralica* Tschern., *Meekella striatocostata*, *Conocardia uralica*. Кроме того, встречаются *Fusulina verneuili* Moell., *Aviculopecten ufensis* Stuck., *Lima duplicicostata*, *Dielasma moelleri* Tschern., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Rh. variabilis*

Stuck, *Meekella striatocostata* Cox., *M. ufensis* Tschrn., *Shizophoria juresanensis* Tschrn., *Chonetes uralica* Moell., *Productus boliviensis* Orb., *Pr. gruenewaldi* Krot., *Pr. inflatus* Mc. Chesn., *Pr. uralicus* Tschrn., *Pr. lineatus* Waag., *Pr. timanicus* Stuck., *Marginifera typica* Waag. и др.

Заканчиваются верхнекаменноугольные слои в бассейне Уфы и Юрзани толщей белых и светлых известняков швагеринного горизонта достигающих в области Уфимского плато 50 м мощности. Руководящим ископаемым для этого горизонта считается *Schwagerina princeps* Ehrh. В швагериновых слоях верхнекаменноугольная фауна достигает своего максимального развития. Из огромного количества ископаемых, упоминаемых и описанных Чернышевым, мы упомянем только сравнительно немногие: *Fusulina longissima* Moell., *F. verneuli* Moell., *Petalaxis portlocki*, *P. timanicus* Stuck., *Geinitzella columnaris* Schlth., *Fenestella veneris* Fisch., *Synocladia arboracea* Stuck., *Dielasma moelleri* Tschrn., *Notothyris nucleolus* Kut., *Rhynchopora nikitini* Tschrn., *Rh. variabilis* Stuck., *Camarophoria crumena* Mart., *Athyris pectinifera* Sow., *Spiriferina saranae* Vern., *Spirifer cameratus* Mart., *Spirifer fasciger* Keys., *Derbia grandis* Waag., *Meekella uralica* Tschrn., *Chonetes variolata* Orb., *Ch. uralica* Moell., *Productus fasciatus* Kut., *Pr. cora* Orb., *Pr. boliviensis* Orb., *Pr. konincki* Vern., *Pr. punctatus* Mart., *Marginifera uralica* Tschrn., многочисленные пелециподы и гастроподы, *Agathiceras uralicum* Karp., *Pronorites cyclobolus* Phill., *Medlicottia artiensis* Gruepfl.

Аналогичным образом построен верхний карбон, по Чернышеву, и в других пунктах западного склона хребта, а также и на Тимане, где в основании верхнекаменноугольных известняков залегают косвеннослонистые кварцевые песчаники (до 2 м), переходящие в известняковую брекчию.

В настоящий момент отложения московского отдела изучены лучше, чем в других местах, в Кизеловском районе и по Чусовой.

Мощность среднего карбона в Кизеловском районе равна 175—225 м; верхняя и нижняя часть толщи состоит, по Горскому, из известняков, в средней же известняки чередуются с мергелями, известковистыми песчаниками и известковыми конгломератами. По Чусовой Фредерикс и Зепченко [464, 1 717] находят возможным выделить в среднекаменноугольных отложениях палеонтологически охарактеризованные горизонты. Начинаясь, по их наблюдениям, средний карбон здесь толщей серых песчаников и глинистых сланцев, частично туфогенных, в верхних горизонтах содержащих прослой известняка; песчаники очень похожи на артинские. Горизонт этот назван Фредериксом *мартьяновским*. Выше залегают известняки, содержащие характерную фауну мячковских спириферов — *Spirifer mosquensis*, *S. mjatschkoviensis* Fgks. и др. (мячковский горизонт). Верхнюю часть среднекаменноугольных отложений Фредерикс называет самарским горизонтом; последний состоит из известняков, в которых типичные *Sp. mosquensis* отсутствуют и замещаются близкими к нему *Sp. pavlowi*, *Sp. trautscholdi* и др.

Не приводя данных разными геологами схем [1 718, 1 691, 1 709, 1 599], я укажу, что толща уральского отдела складывается в основном из разнообразных известняков и доломитов, среди которых большим распространением пользуются органогенно-обломочные и рифовые (коралловые и мшанковые) известняки и встречаются богатые органическим

веществом тонкослоистые известняки, переходящие в горючие сланцы. Фаунистически различные типы известняков весьма сильно отличаются друг от друга, причем эти фациальные особенности принимались, по видимому, за различия возрастные. Приходится резко подчеркнуть, что в настоящий момент какой-либо установившейся общепризнанной схемы их строения не имеется. Толща известняков и доломитов, относимая различными геологами к верхнему карбону, оценивается Осиповым [1 691] в районе Уфимского плато более чем в 1 000 м, Дуткевичем и Толстухиной [1 709] в Чусовских городках в 1 100 м и Горским в Кизеловском районе — в 700 м. Часть геологов (Осипов и др.) думает, что по мере движения на восток, с приближением к Уральскому хребту породы известняковой толщи сменяются обломочными; к сожалению, в подробностях смена одних пород другими, которую, по словам Осипова, можно особенно хорошо проследить к востоку от Уфимского плато, остается еще не описанной [1 691, 1 718]. «К востоку от Уфимского плато, — говорит Осипов, — известняки... претерпевают сильные фациальные изменения и постепенно замещаются в разрезах мощной (трехкилометровой) толщей песчано-сланцевых образований с отдельными прослоями и плачками известняков. В этих отложениях «верхнекаменноугольная» фауна (брахиопод) остается только в известняках, а песчано-сланцевые отложения характеризуются фауной гониатитов, т. е. фауной «артинского яруса». Залегает эта толща согласно на среднекаменноугольных известняках».

О таких же переходах известковых пород к востоку в сланцево-песчаниковые, говорит Дуткевич, для Колво-Вишерского [1 616, стр. 58] и Чусовского района [1 709].

Другая часть геологов (Фредерикс, Бгер и др.) принимает, что лишь верхние горизонты известняковой толщи следует параллелизовать артинским отложениям, в то время как более низкие горизонты ее представляют образования более древние. Спор этот разрешится лишь после того, как будет в деталях обработан палеонтологический материал и с большей тщательностью на его основе будут изучены разрезы.

Обломочные породы, выделяемые под именем *артинского яруса* (от Артинского завода) в нижний горизонт пермских отложений, состоят в основном из песчаников и сланцев. Наиболее характерной породой являются зеленовато- и синевато-серые песчаники, при выветривании принимающие буровато- и желтовато-серую окраску («перечные» песчаники). Песчаники часто содержат гальку и прослои конгломератов; конгломераты, кроме того, образуют в артинских отложениях и самостоятельные мощные толщи; состоят они из галек девонских и каменноугольных пород, кристаллических сланцев и изверженных пород. Вместе с песчаниками и конгломератами мощного развития достигают глинистые сланцы черного и серого цвета. Далее идут известняки весьма разнообразного характера, нередко сильно битуминозные, и различные мергели. Местами среди этих пород встречается прослойки каменного угля, которые на крайнем севере, в Большеземельской тундре, достигают значительной, рабочей мощности. Поскольку можно судить по существующему крайне еще недостаточному материалу, артинские слои испытывают очень большие фациальные изменения, и мощность их очень сильно колеблется. Мы приведем здесь несколько примеров разрезов артинских слоев, составленных в последнее время.

На крайнем севере, в бассейне Косью, левого притока р. Усы, впадающей в Печору, артинские слои, по Чернову [542], имеют до 2 300 м мощности. Нижняя

часть их, почти 700 м, состоит почти исключительно из глинистых сланцев с аммонитами, криноидеями и пелециподами; выше следует толща сланцев, чередующихся с песчаниками (640 м) с богатой фауной кораллов, брахиопод, моллюсков; далее в тех же породах (140 м) появляются прослой углистых сланцев, и, наконец, идет угленосная часть свиты (около 700 м), состоящая из сланцев, песчаников и углей с остатками растений и, по крайней мере в нижней половине, с артинскими брахиоподами.

В Чердыни, где артинские слои пройдены буровой скважиной вдали от их естественных выходов, они представлены очень маломощными (39 м) темными тонкослоистыми известковистыми глинами с большим количеством раковин аммоней, пелеципод и брахиопод; в основании глины переходят в желтовато-серый, плотный известняк [468].

В бассейне Чусовой, по Дутневичу [650], артинские слои в естественных выходах имеют небольшую, сравнительно, мощность (около 400 м). Они начинаются и здесь 1) сланцами и мергелями, в верхних частях которых появляются прослой песчаников; выше идут — 2) сплошная толща пересеченных песчаников, 3) конгломераты и 4) конгломератовидные песчаники с растительными остатками и гонимитами.

С большими, сравнительно, подробностями описана верхняя часть артинских пород Дорофеевым и Рябиным для местности, расположенной восточнее Уфимского плато [1 654]. Нижние части описанной ими толщи (600 м) состоят из чередующихся пластов глинистых сланцев, песчаников, конгломератов с прослоями известняков; в прослоях известняков, а также в шаровых известковых конкрециях, встречается обильная фауна. В верхних 120 м характер артинских отложений сильно меняется; большая нижняя часть этих 120 м состоит из песчаников с прослоями сланцев, в нижних и верхних горизонтах которых встречаются пласты гипса; из ископаемых попадают лишь остатки растений. Наконец, самые верхние горизонты артинских пород состоят из плитчатых мергелей с прослоями глинистых сланцев и песчаников с растительными остатками (*Pecopteris untriscifolia* Гоерр.)

В Южном Урале в бассейнах Саммары и Урала, по Хабанову [669], мощность артинских пород у восточной границы их распространения достигает 4 400 м, а к западу падает до 1 200 м. «Последовательность напластования, начиная снизу, здесь такова: 1) желтовато-серые слоистые песчаники и грубые конгломераты с *Schwagerina princeps* Ehrh., 2) кремнистые, крупнослоистые известняки с пропластками известковистых песчаников с *Pronarites postcarbonarius* Карр. var. *tetragona*, *Pr. fasciatus* Кут. и др.; 3) серые известково-глинистые сланцы и известковистые грубые песчаники с мшанками и фузулинами; 4) желто-серые мергели и известковистые песчаники с *Parapronarites permicus* Карр., *Paralegoceras tschernyschewi* Карр., *Paragastrioceras fossae* Карр., *Paranoceras labusenii* Карр., *Medlicottia orbignyana* Верн., *M. artiensis* Глэпв., *Bakewellia* sp., зубными спиралями *Helicoprion* sp. и др.; 5) довольно рыхлые желто-бурые крупнозернистые песчаники и конгломераты с растительными остатками».

Несколько севернее в разрезах вдоль Белой Блохи определяет мощность артинских пород в 1 800 — 2 200 м. Они состоят здесь в главной своей массе из серых и черных глинистых и глинисто-известковых сланцев, во всей толще которых встречаются прослой известняков, а в нижних 500 м и многочисленные пласты песчаников, частью с гальками и линзами конгломерата. Самые верхние горизонты артинской толщи и здесь составлены из песчаников и конгломератов.

Подметить какие-либо закономерности в изменениях литологического состава и мощности артинских пород по простиранию хребта не удастся. Вполне очевидным становится из приведенных примеров, что при движении с востока на запад мощность резко уменьшается, и грубозернистые породы заменяются глинисто-известковыми сланцами, мергелями и известняками.

Залегают артинские породы то совершенно согласно на верхних горизонтах каменноугольной толщи, то трансгрессивно и несогласно на различных более древних слоях каменноугольных и даже девонских отложений.

Фауна артинского яруса состоит из смеси каменноугольных и пермских форм. Наиболее характерными представителями ее являются аммо-

нем из родов *Pronorites*, *Parapronorites*, *Medlicottia*, *Gastrioceras*, *Agathiceras* и др., причем, по Чернову, аммоней позволяют разбить толщу артинских пород на три зоны, из которых нижняя характеризуется присутствием *Pronorites praepermicus* Карп., средняя содержит *Parapronorites permicus* Tschern. и верхняя — *Parapronorites tenuis* Карп. Из других ископаемых мы назовем *Pseudomonotis speluncaria* Schlth., *Schizodus obscurus* Gein., *Modiolopsis pallasii*, *Pronorites postcarbonarius* Карп., *Parapronorites moisisovici* Карп., *Medlicottia artiensis* Грунев., *M. orbignyana* Vern., *Propinacoceras sakmarae* Карп., *Gastrioceras nikitini* Карп., *G. jossae* Vern., *Agathiceras uralicum* Карп., *Papinoceras lahuseni* Карп., *P. koswae* Krot., *Dielasma elongata* Schlth., *Athyris roysii* Lev., *Spirifer marcoui* Waag., *Sp. waageni* Tschern., *Sp. fasciger* Keys., *Spiriferina saranae* Vern., *Rhynchonella nikitini* Tschern., *Ononetes variolata* Orb., *Productus cancriniformis* Tschern., *Pr. punctatus* Mart., *Pr. cora* Orb., *Pr. praepermicus* Tschern., *Pr. boliviensis* Orb., *Pr. semireticulatus* Mart., *Marginifera typica* Waag., *Griffithides gruenewaldti* Möll., *Helicoprion bezsonowi* Карп., *Stenopora columnaris*, *Fusulina verneuli* Möll., *Schwagerina princeps* Ehrb.

Из растительных остатков, встречающихся в артинских породах, мы упомянем *Psugmophyllum*, *Dadoxylon*, *Walchia*, *Noeggerathiopsis*, *Odontopteris*, *Sphaenopteris*, *Callipteris*.

Как артинские породы, так и замещающие их на западе известняки Уральского отдела покрываются породами так называемого *кунгурского яруса*, которым обычно заканчивают нижепермские образования.

Песчаники и конгломераты, столь широко развитые среди артинских отложений, в кунгурских слоях также встречаются, но преобладающими характерными породами последних являются доломиты, ангидриты и гипсы. Нижние части кунгурских пород состоят преимущественно из доломитизированных известняков и доломитов, нередко имеющих солитовое строение и местами заключающих довольно многочисленные остатки моллюсков и брахиопод. Верхние горизонты яруса слагаются внизу из доломитов с желваками, гипсами и прослоями гипса и ангидрита, а сверху, главным образом, из ангидритов и гипсов с прослоями доломитов, мергелей и глин. Породы эти обычно лишены органических остатков, и лишь в очень редких случаях содержат прослойки с плохо сохранившимися членистоногими.

Мощность кунгурских пород довольно сильно колеблется, достигая 100—200 и до 450 м.

Ископаемыми кунгурские слои обычно очень бедны, но местами, преимущественно в средних и северных частях Южного Урала они содержат довольно обильную фауну, которая очень близко напоминает фауну артинского яруса, но отличается от нее гораздо большей бедностью, а также почти полным отсутствием аммоней, кораллов и других стеногаллиевых организмов. Мы назовем отсюда *Orthoceras*, *Backewellia ceratophaga* Schlth., *Macrodon kingianum* Vern., *Modiolopsis pallasii* Vern., *Schizodus rossicus* Vern., *Astarte permocarbonica* Tschern., *Lima permiana* King, *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Productus semireticulatus*, *Pr. longispinus*, *Pr. konincki*, *Pr. cora*, *Spirifer striatus*, *Spiriferina saranae*, *Athyris pectinifera*, *Stenopora columnaris*.

Осипов [169] указывает, что в верхних горизонтах кунгурских пород Уфимского плато были найдены аммоней артинского типа.

Полого падая на запад, кунгурские слои скрываются под пермскими континентальными отложениями уфимской свиты; здесь, вдали от естественных выходов, состав их сильно меняется. Буровые работы, производившиеся в последние годы в бассейне верхней Камы в связи с разведками на калийные соли, показали, что, севернее параллели Перми (район Солвкамска, Усоляя, Чердыни и др.) гипсы верхней части кунгурской свиты под покровом уфимских пород замещаются мощной толщей иного рода солей.

В Чердыни [468] над артинскими глинами и покрывающей их мощной (379 м) толщей чередующихся пластов ангидрита и темносерых глин, которые частично должны принадлежать кунгурскому ярусу, залегает каменная соль с прослойками ангидрита и глины и выше — перемежающиеся слои гипса и богатых гипсом глин. Соль имеет в чердынской скважине всего 9 м мощности и является лишь краем огромной соляной залежки, которая располагается к западу и югу отсюда [468, 630, 641, 645, 646, 647, 653, 1 662, 1 663, 1 664, 1 699]. В Березняковско-Соликамском районе строение залежи, и здесь подстилаемой глинисто-ангидритовой толщей чусовского типа, таково. Начинается она «шпиклей» каменной солью, состоящей из чередующихся пластов чистой белой или розоватой и грязно-серой соли с большим количеством включений ангидрита; мощность толщи достигает 394 м, но до основания ее буровые скважины еще не достигли.

Средняя часть залежки состоит из калийных солей и подразделяется на два горизонта. Нижний из них, сильвинитовая зона, имеет от 12 до 56 м мощности. «Главнейшей составной частью этой зоны является интенсивно окрашенный в сургучно-красный, реже розовый цвет сильвин (KCl), слагающий тонкие, от нескольких миллиметров до 10—15 см, слои, резко отделяющиеся от переслаивающихся их слоев каменной соли. Сильвин в этих слоях имеет микрокристаллически-зернистое строение. Встречаются слои, в которых красные кристаллики-зерна сильвина с большей или меньшей густотой рассеяны в каменной соли. Другой тип сильвинита — молочно-белый крупнокристаллический сильвин с примесью прозрачной или серой каменной соли. Наиболее высокое содержание KCl , достигающее до 50—60%, замечается именно в этом типе сильвинита» [1 662].

Верхний горизонт залежки, имеющий от 21 до 101 м мощности, носит название карналлитовой зоны, так как главнейшей составной частью его является карналлит — $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$; местами верхние части горизонта вновь обогащаются сильвином и тогда говорят о верхней сильвинитовой зоне. «Собственно карналлит или, вернее, карналлит-галит, $mKCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O + nNaCl$, как его предлагает назвать Ринне, представляет массу неправильной кристаллически-зернистой структуры, в которой отдельные округлые и угловатые зерна карналлита перемешаны с зернами каменной соли» [1 662].

Выше следует «покровная соль», слагающаяся из грязно-серой каменной соли со множеством тонких прослоек ангидрита и серой глины (1—70 м). Кровлю залежки составляют чередующиеся пласты мергеля и гипса (5—30 м), выше которых залегают породы уфимской свиты.

Залежки каменной соли известны в Припуралье также к югу от р. Урала, в Илецкой защите [605, 610], и широко распространены в недрах Эмбенского нефтеносного района [114, 131], где, вероятно, имеются также

и залежи калийных солей. Везде, повидному, породы эти залегают под уфимской свитой и могут принадлежать к унтурскому ярусу.

Кунгурские породы обычно считаются последним членом нижнепермских образований, но такой взгляд едва ли можно считать правильным по двум причинам. Кунгурские отложения образовались в эпоху регрессии, усыхания Уральского бассейна; на этом регрессия, однако, не кончилась, и за отложением кунгурской соленосной толщи страна превратилась в сушу, на которой частью в озерных бассейнах, частью иным путем происходило накопление красноцветных песчано-глинистых пород, так называемой *уфимской свиты*, относимых обычно к верхнему отделу пермской системы. Так как отложением этих пород заканчивается осадочный цикл каменноугольного времени, то совершенно естественно относить уфимский горизонт еще к уральскому отделу системы. С другой стороны, Нойнским [640] уже довольно давно было высказано мнение, что уфимские слои по времени своего образования соответствуют верхним горизонтам гипсово-доломитовой пустошь-денятинской толщи Поволжья. Таким образом, все говорит за принадлежность уфимских пород к уральским (нижнепермским) отложениям, как это принимается и в последних работах Ворисьяка [1 641] и Нойнского [1 689]. Мы будем рассматривать уфимские отложения совместно с пермским отделом чисто условно из-за удобства изложения, а также потому, что в литературе они обычно рассматриваются совместно с покрывающими их пермскими образованиями.

Нам остается сказать несколько слов относительно отложений московского отдела на восточном склоне Урала. Здесь отложения второй половины каменноугольного периода коренным образом отличаются от описанного типа. Среднекаменноугольные отложения состоят здесь в главной нижней их части из грубых конгломератов и брекчий, переслаивающихся и замещающихся брекчиевидными, песчанистыми или плотными известняками, известковистыми песчаниками и сланцами. Конгломераты состоят преимущественно из галек нижнекаменноугольных известняков, но содержат также и обломки кремнистых сланцев, яшм, порфиритов и других эффузивных пород. В известняках заключается местами довольно обильная фауна брахиопод, кораллов, пелеципод, цефалопод и пр.

Чрезвычайно характерной особенностью этой фауны является присутствие аммоней артинского типа *Pronorites*, *Paragastrioceras*, *Pericleites*. Принадлежность рассматриваемых пород к среднему карбону доказывается присутствием *Spirifer* группы *S. mosquensis*. Заканчиваются антраколитовые породы на восточном склоне свитой известковистых и глинистых сланцев и песчаников с растительными остатками и известняков с плохо сохранившимися брахиоподами. В верхних частях этой толщи появляются глины с гипсом. Принадлежат ли породы этого последнего горизонта целиком к среднему карбону или частично представляют и верхнекаменноугольные образования, остается неясным.

Общая мощность описанных пород в Исетско-Пышминском районе доходит до 700 м.

Тянь-шань.

В горах Средней Азии антраколитовые отложения распространены, начиная с Джунгарского Ала-тау на севере и до Памира на юге. Палеонтологическая характеристика их дается работами Романовского [329],

Вебера [1 636], Либровича [478], Фредерикса [535, 537], Чернышева [545] Яннишевского [564, 565], Vadász [436], Krenkel [569], Gröber [567, 568], Keidel [432]. Стратиграфический материал разбросан в большом числе работ, к которым из нашего списка относятся: 213, 214, 279, 280, 284, 285, 298, 315, 316, 324, 350, 352, 354, 355, 388, 391, 454, 462, 475, 488, 498, 499, 507, 522, 557, 1 680, 1 570, 1 735.

Существующий в настоящее время фактический материал позволяет различить в Тянь-шане два типа строения каменноугольных отложений. Первый из них приурочивается к северным частям Тянь-шаня — к северо-восточному склону Кара-тау, Александровскому хребту, Кандык-тасу, Джунгарскому Ала-тау, Кунгей-Ала-тау, Терской-Ала-тау. Второй тип характеризует среднюю и южную части Тянь-шаня — юго-восточный склон Кара-тау, Таласский и Чаткальский хребты, бассейны Сон-куля, Фергану, Нарынский край и Кокшал.

Характерной особенностью каменноугольных отложений северного типа является мощное развитие обломочных пород — конгломератов, песчаников и сланцев, часть которых представляет образования континентальные.

В западных частях области, на северо-восточном склоне Кара-тау, в Александровском хребте и в Кандык-тасе резко преобладающими породами являются красные конгломераты внизу и красные, часто аркозовые, песчаники сверху. Свита эта имеет местами очень большую мощность и залегает нередко прямо на докембрийских и нижнепалеозойских породах. В нижних частях ее в Кара-тау, как мы знаем, были найдены девонские растения, в средних же в Александровском хребте и Кандык-тасе встречаются то тонкие, то мощные (до 150 — 250 м) пласты известняка, в которых местами находимы были *Productus giganteus*, доказывающие визейский возраст этой части толщ. Выше песчаниковой свиты, местами сохранились толщи туфов, преимущественно порфиритовых, которые относятся, вероятно, к среднему или верхнему отделу системы; на песчаники туфовые толщи налагают несогласно.

По мере движения на восток в рассматриваемой свите все большую и большую роль начинают играть известняки; часть их относится, как и в Александровском хребте, к визейскому ярусу, но другая часть содержит среднекаменноугольные и верхнекаменноугольные ископаемые. Другой особенностью восточных частей северной области является наличие в различных горизонтах каменноугольной свиты песчаников, конгломератов и сланцев с растительными остатками и даже с прослойками угля; из растений известны несколько видов *Lepidodendron*, *Calamites*, *Sphenopteris*. Как литологическую особенность восточного района, следует упомянуть присутствие на разных уровнях туфов и лав; последние, по Кассину, в нижних частях свиты имеют основной характер (андезитобазальты), в верхних же более кислый (кератофилы).

Чтобы дать более конкретное представление о составе каменноугольных отложений рассматриваемого сейчас района, мы приведем схемы строения их в горах, прилегающих с юга и севера к долине р. Или.

«По южной окраине Илийской долины, — говорит Кассин [298], — в Кетменском хребте (восточное продолжение Кунгей-Ала-тау), разрез карбоновых отложений следующий:

На кератофилы и серые, красноватые песчаники, местами заключающие прослойки туфов, налагают известняки с кораллами; их прикрывают коричневые известняковые песчаники и темнобурые кератофилы и андезитофилы; на них налагают мощные известняки, содержащие *Productus giganteus* Sow., *Pr. hemisphaericus* Sow., *Pr. semireticulatus* Mart., *Pr. elegans* McCoy, *Dibun-*

phyllum sp., *Syringopora parallela* Fisch., *Schizophoria resupinata* Mart., *Phillipsia* sp., *Strophomena analoga* Phill.

Выше следуют серые песчаники, зеленоватые сланцы, конгломераты; они часто с туфовым элементом и переслаиваются с кератофировыми и андезинофировыми лавами, их туфами и брекчией. Еще выше снова следует толща известняков до 400—800 м мощности, включающих фауну верхов нижнего карбона — *Productus striatus* Fisch., *Pr. longispinus* Sow., *Pr. kokdscharenensis* Gröb., *Spirifer bisulcatus* Sow., *Sp. crassus* Kon., *Martinia decora* Phill., *Chonetes variolata* и множество других.

На них налегает мощная толща, состоящая из конгломератов, известковых пепельно-серых песчаников, зеленовато-серых туфов и туффитов, темнозеленоватых сланцев с пластиками темносерых известняков, содержащих *Glyphioceras* cf. *striatus*, *Prolecanites* sp., *Pleurotomaria* sp., *Productus* cf. *plicatilis* Sow. и др. В этой же толще встречаются покровы туфо-лав как албитофировых, так и андезинофировых. В песчаниках и сланцах часты растительные остатки.

Описанная толща прикрывается розоватыми известняками до 400 м мощности; они содержат *Chonetes variolata*, *Productus fasciatus* Kut., *Pr. cora* Gröb., *Pr. longispinus* Sow., *Spirifer cameratus* Mart., *Diclasma hastata*, *Rhynchonella pleurodon* Phill. и множество других.

Их прикрывает несогласно бурая конгломератовая свита, состоящая внизу из грубых конгломератов с разнообразным составом гальки и валунов; сверху конгломераты сменяются туфами, туффитами, песчаниками сероватых и бурых цветов и мергелистыми песчаниками; еще выше они сменяются толщей красных, малиновых, зеленовато-серых и серых, часто туфовых песчаников с покровами кислых лав. Местами эта свита достигает значительной мощности и включает растительные остатки.

К северной окраине долины Или описанные мощные толщи известняков в большинстве случаев выклиниваются, и по южным склонам Джунгарского хребта развиты прибрежные и лагунные отложения, переслоенные разнообразными эффузивами и туфами. В Джунгарском Ала-тау, в схеме, разрез карбоновых отложений представляется в таком виде [298].

«На верхнедевонские известняки налегает толща кератофиров, переслоенных туфо-брекчией и туфами, кверху сменяющихся туфовыми песчаниками, включающими прослой сильно волнистых углей и растительные остатки (*Lepidodendron*, *Asterocalamites strobilatus* Schlth.); выше следует снова огромная толща разных туфов, туфо-брекчий, туфовых аггломератов и брекчий, туфовых песчаников с редкими *Lepidodendron*, *Sphaenopteris larischii* Stur. Вся толща не менее 1 км. Выше следует также туфовая толща, но вместо серых оттенков она характеризуется зелеными, темносерыми, грязно-зелеными цветами; в ней встречаются прослой темных сланцев и глинистых известняков; наряду с албитофировыми лавами в этой части толщи встречаются покровы андезинофировых лав. Общая мощность верхней песчано-туфо-лаваовой свиты также свыше 1 км. В ней в разных частях разреза очень часты растительные остатки: *Lepidodendron rimosum* Sternb., *L. dichotomum* Sternb., *Lycopodites carbonaceus* Feistm. и др.; в этой же толще на западных отрогах Джунгарского Ала-тау II. А. Казанским были встречены *Spirifer*, похожий на *bisulcatus*, *Martinia glabra*, *Rhynchonella pleurodon* и др. Несогласно на эту свиту налегают конгломераты, туфовые песчаники, глинистые сланцы, темно-серые мергели, сменяющиеся сверху красно-бурными и серыми, часто также туфовыми песчаниками; вся мощность их не менее 500 м; в нижней части этой толщи часты растительные остатки; в верхней встречена богатая фауна: *Fusulina verneuili* Möll., *Spirifer supramosquensis* Nik., *Martinia uralica* Tschern., *M. timanica* Tschern., *Meekella eximia* Eichw., *Productus uralicus* Tschern., *Pr. cora* Gröb.

Очень большой интерес представляет в описанных разрезах наличие несогласия между верхне- и среднекаменноугольными отложениями.

Возможно, что часть вулканогенных образований северного Тянь-шаня принадлежит к пермскому отделу. Некоторые указания на это получены Гриневым [165] для возвышенностей, расположенных к северу от р. Или (Аркарлы, Малай-Сары и др.). Здесь развита мощная толща эффузивных пород, среди которых можно различить следующие свиты.

А. Нижний комплекс кислых эффузивных пород, пирокластических образований и туфогенных осадков.

1) Свита кератофировых, порфировых и андезитовых покровов, их туфов, брекчий и подчиненных им более основных эффузивных пород.

2) Свита туфогенных песчаников, туффитов и сланцев с пермской флорой (*Walchia piniformis* Sternb., *Ulmannia biarmica* Eichw., *Sphaenophyllum stuckenbergi* Schmalh., *Cordaite* sp. и др.).

3) Свита кератофировых, порфировых и андезитовых покровов, прорекластических образований и подчиненных им основных пород.

В. Комплекс основных эффузивных пород и прорекластических образований.

С. Комплекс конгломератов, туфогенных песчаников и туфов.

Д. Верхний комплекс кислых эффузивных пород и прорекластических образований.

В южных дугах Тянь-шаня обломочные и вулканические породы отступают на второй план, и главная масса каменноугольной системы состоит из известняков, которые достигают огромной мощности: в среднем на Кара-тау около 8 700 м, а в Фергане около 1 000 м. Налегает эта известняковая толща обычно согласно на верхнедевонские известняки, так что граница между обеими системами устанавливается лишь условно, но в Нарынском крае и в районе Хал-тегги каменноугольные породы несогласно и трансгрессивно переходят на древние, докаледонские сланцы и граниты, отделяясь от них конгломератами и песчаниками.

Нижние горизонты известняковой толщи содержат в себе турнейскую фауну, верхние же визейскую; в более южных частях области — в Фергане и к востоку от нее — верхние горизонты известняковой толщи заключают в себе *Spirifer* группы *Sp. mosquensis* и относятся уже к среднему карбону.

Известняковая свита покрывается мощной, до 2 000 — 3 000 м, толщей песчаников, конгломератов и сланцев, в нижней половине которой местами важную роль играют порфиры, туфы и туфо-брекчии. На разных уровнях в этой толще встречаются слои известняков, содержащих в себе средне- и верхнекаменноугольную фауну; в восточной части хребта Нарын-тау нижние части свиты содержат обильную флору стефанского яруса (*Pecopteris arborescens* Schltb., *P. candollei* Brongn., *P. mouji* Zeil. и др.), а в бассейне озера Сон-Куль в верхних частях рассматриваемых пород встречаются прослои каменного угля.

Песчаниково-сланцево-туфогенная свита дислоцирована слабее, нежели породы нижней известняковой толщи, и местами трансгрессивно переходит на более древние образования.

В заключение мы скажем несколько слов о характере каменноугольных фаун Средней Азии, основываясь на сводке Наливкина [213].

Фауна турнейского яруса, еще плохо изученная, характеризуется присутствием из брихнопод *Spirifer* группы *Sp. tornacensis* Копп., *Productus deruptus* Ром., *Syringothyris*; характерной особенностью турнейских слоев Сон-Куля и Нарынского края является обилие гонимитов из родов *Periclychus*, *Muensteroceras*, *Prolecanites*, которые приурочиваются к сланцевым известнякам и сланцам.

Визейские слои по своей фауне, повидимому, могут быть подразделены на два горизонта. Нижний из них характеризуется присутствием типичного *Productus giganteus* и содержит местами обильную и вполне типичную для яруса фауну. Руководящими ископаемыми второго горизонта являются *Productus edelburgensis* Phill. и *Pr. kokdscharensis* Gröber; иногда к ним присоединяется еще *Pr. latissimus* Sow.;

кроме продуктид рассматриваемый горизонт характеризуется еще появлением представителей группы *Spirifer bisulcatus* Sow., которая максимального развития достигает уже в среднем карбоне. Горизонт этот, по всей вероятности, отвечает серпуховскому ярусу Подмосковского бассейна, тогда как нижний является эквивалентом окских слоев последнего.

Среднекаменноугольные отложения по своей фауне имеют много общего с Уралом. Как и там, типичный *Spirifer mosquensis* Fisch. представляет форму редкую, а часто и вовсе отсутствует. Превалирующим является *Sp. bisulcatus* и формы только близкие, но не тождественные со *Sp. mosquensis*. Вместе с этими спириферами встречаются и многочисленные ископаемые, характерные для верхнего отдела системы; фузулины, по-видимому, не пользуются в среднем карбоне Тянь-шаня таким распространением, какое они имеют в слоях соответствующего возраста на платформе.

Обильная верхнекаменноугольная фауна Тянь-шаня весьма близка к уральской. Мы назовем здесь несколько характерных форм: *Productus uralicus* Tschrn., *Pr. inflatus* Mc. Chesn., *Pr. cora* Orb., *Pr. fasciatus* Kut., *Chonetes variolata* Orb., *Schizophoria supracarbonica* Tschrn., *Meekella eximia* Eichw., *Marginifera uralica* Tschrn., *Spirifer supramosquensis* Nik., *Martinia himalaica* Tschrn.

Не трудно видеть, что каменноугольные образования Тянь-шаня в общем имеют большое сходство с уральскими, но во многих отношениях и отличаются от них. Большой интерес представляет то обстоятельство, что как и в девонском периоде, южные дуги Тянь-шаня по преобладанию известняков в нижне- и среднекаменноугольных отложениях и по отсутствию среди них изверженных пород оказываются связанными с западным склоном Урала, тогда как северные дуги наибольшее сходство обнаруживают с восточным склоном хребта.

Казахская складчатая страна

Весьма широкое распространение имеют антрацитовые отложения в северо-восточном Казахстане, где к ним местами (Караганда, Экибастуз и др.) приурочиваются весьма мощные залежи каменного угля [268, 271, 403, 1 648, 1 647, 1 651, 1 600, 1 474, 1 569, 1 473, 1 475, 1 481, 1 578, 1 686, 1 501, 1 590, 1 571, 1 743]. Здесь можно выделить несколько основных типов строения каменноугольных пород.

По западной окраине страны, в южных частях Улу-тау верхнедевонские известняки незаметно переходят вверх в мощную (до 500 м) толщу известняков с турнейской фауной, из которой более важны для определения возраста *Spirifer* группы *S. tornacensis* Kon. и *Productus burlingtonensis* Hall. В верхних частях известняков (100 м) появляются прослои сланцев; и заканчиваются турнейские слои серыми песчаниками и глинистыми сланцами, иногда сильно углистыми и содержащими тонкие прослойки угля (50 м). Выше следуют известняки (100 м) с нижнедевонской фауной: *Productus deruptus* Kon., *P. crawfordvillensis* Well., *Pr. rectestriatus* Gröb., *Spirifer martonianus* Well.; затем идет свита (200 м) перемежающихся пластов известняков, сланцев, а также красных и серых песчаников, которые постепенно вытесняют известняки. Заканчивается свита каменноугольных образований мощной (до 1 000 м) и изменчивой толщиной глинистых сланцев, конгломератов, мощных серых и красных песчаников и частично мергелей, кото-

рые местами содержат растительные остатки каменноугольного типа (*Calamites*, *Phyllothea*).

Не трудно видеть, что разрез этот имеет много общего с разрезом карбона восточного склона Урала, но в нем отсутствуют уже всякие следы морских отложений среднекаменноугольного времени, и отложение обломочных континентальных пород начинается здесь с половины или, самое позднее, с конца визейского века.

В северных частях Улу-тау, а также по северной окраине Казакской складчатой страны, в Ишимском и Кокчетавском районах, турнейские образования нередко переходят непосредственно на красноцветные песчанниковые толщи девона и в нижних горизонтах бывают выражены не известняками, а песчаниками и сланцами.

Центральные части страны (Карагандинский, Каркаралинский районы), а также восточная ее окраина (Экибастульский, Баян-аульский районы) по строению каменноугольных отложений, которые выполняют здесь более или менее обширные котловины, несколько отличаются от только что рассмотренных районов. Карбон и здесь начинается известняковой толщей, до 150 — 200 м мощностью, которая теснейшим образом связана с девонскими известняками. Породы эти содержат богатую фауну турнейского яруса, из которой нужно упомянуть *Spirifer sibiricus* Le b., *S. incertus* Hall, *S. aff. tornacensis* Kon., *Syringothyris*, *Productus kassini* Nal., *P. burlingtonensis* Hall, *P. concentricus* Hall, *P. undatus* Deff., *Leptaena analoga* Phill., *Camarophoria hamburgensis* Well., *Athyris lamellosa* Le veil.

Самые верхние горизонты известняков, нередко переходящие в глинистые сланцы и песчаники, характеризуются присутствием *Productus deruptus* Roem., *P. crawfordwillensis* Well., *Chonetes hardensis* Phill., *Orthothetes crenistria*, а также гониатитов, указывающих на слон, переходные от турнейского яруса к визейскому.

Известняковая свита сменяется сверху мощными, в несколько сот метров толщами зеленоватых песчаников, с прослоями мергелей; верхние части этой толщи местами переходят в глины и конгломераты. Встречающиеся здесь остатки животных указывают на визейский ярус; нередко попадаются и остатки растений.

За этой толщей переходного характера следует угленосная свита в несколько сот метров мощностью, состоящая из песчаников и сланцев, с прослоями мергелей, сферосидеритов, конгломератов и угля; в Карагандинском районе свита эта включает в себе огромные запасы угля. В прослоях мергелей встречаются брахиоподы визейского характера; кроме того, встречаются и остатки растений (*Phyllothea*, *Lepidodendron* и др.), указывающие также на нижний и частью, быть может, на средний карбон. Последним членом палеозойских отложений является толща (до 200 м) серых, синеватых, розовых и красных песчаников и глинистых сланцев с прослоями углистых сланцев и плохих углей. Породы эти налегают на угленосную свиту с легким песчаником и содержат остатки растений верхнекаменноугольного и пермского типа (*Neuropteris*, *Pecopteris*, *Cardaites*, *Calamites*).

При переходе в юго-западную часть Казанских степей, в район Прибалхашья, в составе каменноугольных отложений замечаются весьма существенные изменения. Нижние горизонты их и здесь состоят из известняков с турнейской фауной, частично переходящих в песчаники; в верхних частях этих пород найдены были также и визейские ископаемые. Существенным отличием визейских пород этой области служит появление в них вулканического материала, что бли-

жает карбон рассматриваемой области с карбоном северного Тянь-шаня. Верхняя часть каменноугольных отложений состоит из красных песчаников, сланцев и конгломератов, которые западнее оз. Балхаш, в районе Голодной степи, переслаиваются с покровами кислых изверженных пород и их туфов; реже встречаются здесь также и покровы порфиритов.

Эта вулканогенная фация впаеиских и более молодых отложений чрезвычайно широко развита также и в юго-восточных частях складчатой страны Казахстана, в хребтах Чингиз, Тарбагатай, Монрак, Саур, Калбинском [1 577, 1 563, 1 606, 1 585, 1 588, 1 737, 1 704, 1 474, 1 531]. Мы приведем здесь краткую характеристику их, данную Кассиним [1 473, стр. 43]: «Очень мощными и литологически разнообразными представляются карбоновые отложения хребтов Монрака и Саура. В нижней части здесь карбоновые осадки выражены конгломератами, грубозернистыми песчаниками; выше последние чередуются с туффитами и покровами порфиритов и порфиров в сопровождении их брекчий и туфов, а также с прослоями сланцев с редкой морской фауной. В этих слоях встречаются растительные остатки (*Asterocalamites serobiculatus* Schlth., *Lepidodendron volkmannianum* Sternb.), указывающие на кульмовый возраст этих слоев. Выше следуют толщи континентальных отложений, состоящих из мощных свит глинистых и песчаных напластований, также чередующихся с покровами эффузивных пород того же состава, что и ниже (в кульме), но уже флора носит здесь другой характер, именно здесь имеются представители верхнекарбоновых и даже пермских форм: *Neurogangamopteris cardiopteroides* Zeill., *Noeggeratiopsis aequalis* Zeill. и ряд других, а также отпечатки рыб и пластинчатожабрных, сходных с карбоновыми Западной Европы: *Posidoniella laevis* Brown., *P. elongata* Phill., *Modiola lata* Port. и др.

Схематически, по Стоянову, разрез лежащих над кульмовыми слоями отложений представляется таким (снизу):

1. Углистые сланцы с *Modiola* и рыбами.
2. Светлые песчаники и оолиты с *Posidoniella* и рыбами, песчаники, туффиты, афанитовые лавы с пластинами углей. Большая часть этих осадков, вероятно, относится к карбону и, быть может, только верхняя слегка репрезентирует частью и пермские отложения.

Очень большую мощность, до 4 000 м, и сложное строение имеют эти верхние горизонты антраколитовых отложений в хребте Саур, в Кендерлыском каменноугольном месторождении [1 473, 1 704]. В состав их здесь входят преимущественно песчаники и глинистые сланцы, содержащие прослой конгломератов и павестняков с *Anthracosia* и прослой горючих сланцев и угля. Кроме *Anthracosia* в рассматриваемой свите встречаются остатки рыб пермского типа и из растений *Neurogangamopteris cardiopteroides*, *Noeggerathiopsis aequalis*.

Алтай

На Алтае каменноугольные отложения тянутся длинной полосой вдоль юго-западной окраины горной страны по побережью Иртыша от р. Курчума на юге до верховьев р. Алей на севере [1 483, 1 485, 1 613, 1 692, 271]; полоса эта прерывается многочисленными выходами гранитов, прорывающих карбон. Нижним членом каменноугольных образований, по наблюдениям Нехорошева [1 483, 1 613], является так называемая тарханская свита, состоящая преимущественно из зеленоватых глинистых сланцев, содержащих в нижних горизонтах прослой аркозовых песчаников. Мощность этих пород у сел. Тарханское, на р. Ульбе доходит до 750 м. Фауна тарханской свиты, еще очень плохо изученная, имеет по Нехорошеву, смешанный девонско-каменноугольный характер; в верхней части сланцев брахиоподы и кораллы приобретают определенно выраженный нижнекаменноугольный характер, в то время как многочисленны мшанки, характеризирующие эту часть свиты, сохраняют еще девонский облик; характерной формой здесь является *Reteporina altaica* Nekhor. [1 685]. Слой с типичной нижнекаменноугольной фауной то совершенно незаметно сливается с тарханской свитой (Тарханское), то отделяется от них мощной, в несколько сотен метров толщей лавовых покровов и вулканических туфов (р. Бухтарма).

В последнем районе карбон начинается мощной (до 150 м) толщей известняков, переходящих вверх в известняки, достигающие 300 м мощности; к северо-западу мощность известняков постепенно уменьшается, и на Убинке она не превышает нескольких метров. Из ископаемых, заключающихся в известняках, можно упомянуть *Spirifer tornacensis* Коп., *Productus semireticulatus* Морт., *Reticularia lineata*, доказывающих турнейский возраст включающих их пород. Выше известняков залегает мощная, до 1 400 м, толща зеленоватых и черных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, в верхних горизонтах переходящих в песчано-глинистые породы. Фауна этих пород еще не изучена надлежащим образом, и потому возраст их остается неясным. Исходя из фауны мшанок, Нехорошев относит нижние горизонты сланцевой толщи еще к турнейскому, а верхние — уже к визейским образованиям. Заканчивается сланцевая свита у с. Тарханского глинистыми и углистыми сланцами с растительными остатками (*Coclopteris*), которые от подстилающей толщи отделяются пластом конгломерата.

В северной части Рудного Алтая, выше каменноугольных отложений, развиты вулканогенные породы, представленные лавовыми покровами, туфами и туфо-брекчиями. В Тарханском районе (на Ульбе) этот покров имеет мощность, измеряемую сотнями метров, и несогласно покрывает все более древние отложения, будучи и сам сшит в складки, но менее интенсивно, чем подлежащие отложения» [1 483, 1 485]. Нехорошев сопоставляет рассматриваемые породы с вулканогенными образованиями хребта Саури в Зайсанском районе, которые в Кендырлыкском месторождении прикрываются пермскими угленосными породами. Если это справедливо, то верхняя вулканогенная свита Рудного Алтая должна принадлежать еще к карбону.

В северо-восточных частях Горного Алтая, по левым притокам Вип и на водоразделах системы рек Телецкого озера и Абакана, располагаются кое-где островки континентальных отложений, представляемых конгломератами, песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами, иногда с прослоями угля рабочей мощности. Большой интерес представляет состав гальки конгломератов, в которых вместе с другими изверженными породами встречаются и граниты. Принимая во внимание, что гранитные интрузии на Алтае имели место в послекамменноугольное время, можно думать, что рассматриваемые угленосные породы должны быть моложе карбона [1 482, 1 485, 1 562]. По Горностаеву, остатки растений, встречающиеся в них, указывают на пермский возраст [1 649].

Кузнецкий бассейн

В Кузнецком бассейне каменноугольные породы выходят на поверхность по периферии котловины, средние части которой слагаются из угленосных отложений более молодого, пермского и юрского возраста. Налегают каменноугольные слои то на средний девон, начинаясь конгломератами, то на верхнедевонские образования, причем принято считать, что переход от одной системы к другой совершается постепенно; такое мнение едва ли является обоснованным, так как в нижних частях известняков при этом указываются обломки и «включения» подстилающих пород, что говорит, повидимому, о размывании девонских пород при начале отложения каменноугольных. Сводка сведений по каменноугольным отложениям Кузнецкого бассейна по 1927 г. и также литература дана в работе Яворского и Бутова [1 549], а дополнительный список литературы по 1931 г. в статье Яворского [1 734]. Фауна морского кузнецкого карбона описана Толмачевым [1 706] и Фомичевым [1 714], а некоторые насекомые из континентальных отложений — Мартыновым [1 677] и Залесским [1 740].

Начинаются каменноугольные образования мощной, до 500 м, толщей известняков, в нижних частях которой залегает, повидимому, по-

стоянный горизонт глинистых сланцев и песчаников, достигающий местами 100 — 120 м мощности. Над известняками залегает также мощная от 300 до 400 м толща зеленоватых песчаников, сланцев и мергелей, в которой известняки встречаются только в виде прослоев. Общую мощность всей свиты описанных пород Бутов и Яворский определяют в 725 — 900 м. В известняках, мергелях и реже в песчаниках заключается обильная фауна, наиболее характерными представителями которой являются: *Syringothyris cuspidata* Mart., *S. carleri* Hall, *Spirifer tornacensis* Kon., *S. suavis* Kon., *Productus burlingtonensis* Hall, *Chonetes laguessiana* Kon., *Michelinia megastoma* Phill., *Caninia cylindrica* Scul., *Zaphrentis konincki* E. et H. В песчаниках верхних горизонтов толщи встречаются остатки растений — *Lepidodendron*, *Bothrodendron* и др.

Изученная Толмачевым фауна состоит из смеси турнейских и визейских форм, но общий характер ее является турнейским; Толмачев считает возможным допускать, кроме турнейских отложений, присутствия лишь самых нижних горизонтов визейского яруса.

Над описанными нижекаменноугольными породами, отделяясь от них в большинстве случаев одним или несколькими пластами конгломератов, залегает угленосная свита Кузнецкого бассейна, мощность которой достигает, по Бутову и Яворскому, 8 000 м. Такое определение мощности угленосной свиты основывается на стратиграфической схеме, предполагавшей, что выделявшиеся в ней многочисленные свиты удерживаются на всей площади бассейна. В настоящий момент количество свит принимают меньшим, полагая, что они имеют не повсеместное распространение. В соответствии с этим должна уменьшаться несколько общая мощность угленосной свиты. По сообщению Усова [1 624] сейсмометрические исследования показывают, что мощность последней едва ли превышает где-нибудь 2 000 м. К указанию этим следует относиться с осторожностью.

Весьма возможно, что главная часть угленосных отложений принадлежит пермскому отделу антраколита, но нижние горизонты их относятся, судя по всему, еще к каменноугольным образованиям. Эта часть покрывающих конгломерат пород состоит преимущественно из песчаников, пересланяющихся с пластами плотных глинистых пород, называемых в Кузнецком бассейне аргиллитами; мощность этой толщи доходит до 600 м; по терминологии Бутова и Яворского она называется нижней, непродуктивной частью балахонской свиты, Залесский же называет ее острогской свитой. По Нейбург [1 682, 1 683] и Залесскому [1 658], рассматриваемые породы содержат остатки *Lepidodendron*, *Sigillaria*, *Cardioplexis*, а также *Spirifer* и *Productus*, имеющих, по Явиевскому, верхнекаменноугольный характер. Выше лежащие породы Залесский относит уже к нижней перми.

Выше пород с каменноугольной флорой и фауной в Кузнецком бассейне залегает мощная толща конгломератных угленосных отложений, большую часть которых в последнее время относят к пермской системе, а верхние горизонты, так называемую красноярскую свиту — к юре. Сводку данных относительно угленосных отложений можно найти в упомянутых выше работах Бутова и Яворского [1 549, 1 734].

Описания флоры, характеризующей угленосную свиту Кузнецкого бассейна, мы еще не имеем, но прекрасные изображения встречающихся здесь растений даны в работах Залесского [1 658, 1 660]. Я приведу здесь список очень немногих новейших работ, включив в него все касаю-

пееся энергично обсуждаемого в настоящее время вопроса относительно возраста угленосной свиты [1711, 1698, 1700, 1730, 1656, 1659, 603, 1658, 1740, 1677, 1679, 1683, 1682, 1715, 1719, 1720, 1721, 1722, 1726].

Состоит угленосная свита из желтовато- и зеленовато-серых песчанников, часто аркозовых и иногда туфогенных, песчанистых и глинистых сланцев, с прослоями углестых сланцев, угля, мергеля и сидерита.

Общепризнанной, вполне научно обоснованной стратиграфической схемы угленосной свиты еще не разработано. Яворским и Бутовым толща пород, залегающих выше конгломератового горизонта, покрывающего нижнекаменноугольные отложения, подразделяется на 6 свит; подразделение это основывается на чисто внешних, петрографических признаках и потому при весьма большой изменчивости пород угленосной свиты с трудом может быть проведено на всей площади бассейна.

Нижняя, балахонская свита (H_1) имеет мощность 1 300 м и в свою очередь подразделяется на два горизонта, на которых нижний, не заключающий углей, содержит заведомо каменноугольную фауну и флору и был описан ранее. В верхней половине свиты заключается большое число пластов угля суммарной мощностью до 50 м; вопрос о возрасте этой толщи, как мы сейчас увидим, является спорным.

Вторая, «безугольная» свита (H_2) состоит преимущественно из песчанистых пород и при мощности 1 300 м заключает лишь редкие и тонкие прослои угля, суммарная мощность которых всего 2 м.

Третья, подкемеровская свита (H_3) в нижней части состоит преимущественно из глинистых сланцев с немоющими прослоями угля; в верхних частях преобладают песчанники с пластами глинистых и песчанистых сланцев, содержащих слои угля. Суммарная мощность углей в свите H_3 — 35 м. Общая мощность свиты — 2 350 м.

Кемеровская свита (H_4) имеет мощность всего 100 м; большая, нижняя часть ее состоит из грубозернистых песчанников; в верхней части приурочены слои угля в 13 м суммарной мощности.

Надкемеровская свита (H_5), имеющая около 1 200 м мощности, состоит из песчанников, песчанистых и глинистых сланцев, содержащих тонкие прослойки угля, суммарная мощность которых равна 5 м.

Несогласно на описанных отложениях залегают две верхних свиты; красноярская (H_6) и конгломератовая (H_7), общая мощность которых равна 1 900 м. Свиты эти относятся уже к юрской системе, и мы будем говорить о них в дальнейшем.

Иная стратиграфическая схема, основанная уже на палеофитологических данных, предложена Нейбург [1682, 1683], которая различает в толще угленосной свиты Кузнецкого бассейна три свиты, подразделяющиеся на «ярусы».

Первая свита, отвечающая балахонской предыдущих авторов, делится на два «яруса», из которых нижний отвечает описанной ранее песчанниковой толще с *Lepidodendron* и верхнекаменноугольными брахиоподами. Верхний угленосный «ярус» свиты характеризуется присутствием *Phyllothea deliquescentis*, *Neuropteridium sibiricum*, *Annularia micropophylla*, *Pecopteris oreopteridia*, *Dicranophyllum* и других растений, а также насекомых (*Narkemina*, *Neuburgia*, *Tomiohlata* и др), пеллеципод и ракообразных. Эта флора и фауна, по мнению Нейбурга и Мартынова [1677, 1679], говорят еще за верхнекаменноугольный возраст заключающих их пород.

Вторая свита Нейбурга относится ею к пермской системе и также подразделяется на два «яруса». Нижний ярус, «непродуктивный» слагается грязно-серыми и зеленоватыми туфогенными песчанниками, образование которых связано с начавшимся палилинием основных лав. «Среди среднезернистых песчанников встречаются скопления и линзы песчанника более грубозернистого, а также оруденелые гальки и даже незначительные горизонты конгломерата. Часто переметное и выклинивающееся напластование. Местами масса оруденелых и обугленных, ближе не определенных растительных обломков и отпечатков, примазки и куски угля... Мощные горизонты туфогенного песчанника перемежаются с пачками черных аргиллитов, песчано-глинистых сланцев и с горизонтами нормальных песчанников. Встречаются линзы и горизонты мергелей, железистые прослойки и стяжения. Начало отложения второй свиты ознаменовывается не только появлением вулканогенного материала, но и новой флорой, наиболее характерным представите-

лем которой является *Noeggerathiopsis aequalis* (Го е р р.) За л.; встречаются также *Callipteris Zeillari* За л., *Phyllothesa*, *Knorria* и др.

Верхний ярус, содержащий пласты угля «представлен преимущественно песчано-сланцевой и глинисто-сланцевой фацией, значительными горизонтами, то массивных, то плитняковых серых песчаников с переметным напластованием, нормальных и туфогенных... Песчаники не отличаются большим постоянством и хотя прослеживаются часто на значительном расстоянии по простиранию, но неожиданно выклиниваются между пачек глинистых сланцев». В верхних частях свиты располагается несколько покровов мелафкра, выходы которых образуют известную «мелафировую поднову» Кузнецкого бассейна. Из растительных остатков, характеризующих рассматриваемые породы, Нейбург называет *Noeggerathiopsis aequalis* Го е р р., *Callipteris Zeillari* За л., *C. altaica* За л., *Pecopteris anthriscifolia* За л., *Mesopitys ichihaceffi* Го е р р. и др.

Последняя, третья свита, налегающая на вторую несогласно, принадлежит к юрской системе и будет рассмотрена нами в дальнейшем.

Иное подразделение дает Залесский, по мнению которого к каменноугольной системе принадлежит лишь нижний ярус первой свиты предыдущей схемы; верхний ярус относится им уже к нижней перми. На стр. 174 я воспроизвожу данную Залесским [1 658] таблицу подразделений.

Наконец, следует упомянуть о схеме Хаклова [1 720] для юго-восточной части Кузнецкого бассейна, в которой верхняя пермь вовсе отсутствует, а граница между карбоном и пермью проводится, повидимому, еще выше, чем Нейбург.

В настоящее время еще чрезвычайно трудно решить, насколько три последние схемы правильно передают действительность, но приходится признать, что наиболее, повидимому, правильно в делении наиболее крупных стратиграфических единиц подходит к вопросу Нейбург, основывающаяся в своих рассуждениях на всей совокупности геологических и палеонтологических данных.

Угленосная свита Кузнецкого бассейна содержит в себе огромные массы угля, геологические запасы которого во всей толще, включая и юрские отложения, равны 400 млрд. т. Пласты угля в пределах Кузнецкого бассейна не отличаются тем постоянством, которое характеризует Донецкий бассейн. «Условия образования, — говорит Хаклов [1 720], — не везде были одинаковы, почему, как правило, пласты угля и соответствующие свиты не выдерживаются на всем протяжении Кузбасса, местами представляя даже линзы различного протяжения. Параллелизация пластов является чрезвычайно трудным делом и во многих случаях невозможным, так как фации достаточно быстро сменялись во времени и пространстве». Другим отличием кузнецких углей от донецких является мощность первых, доходящая нередко до 5 — 10 и даже 15 м.

К NW от Кузнецкого бассейна антраколитовые отложения приблизительно того же состава, как сейчас было описано, выходят по окраинам Горловского или Елбашского бассейна, в бассейне нижнего течения р. Берди [1 703]. Далее длинная полоса выходов карбона тянется по правобережью Оби от места резкого поворота ее между устьями Чумыша и Берди к Томску [1 738]. В этой области состав каменноугольных отложений значительно меняется, и главная масса их состоит из глинистых сланцев, содержащих прослои песчаников и в нижних частях — известняков; верхние горизонты толщи пересечены многочисленными дайками диабазов. По Янишевскому [1 738], большая часть сланцевой свиты, в которой встречается, между прочим, *Agonides rotatorius* Ко п., *Syringothyris cuspidata* Ма г т., принадлежит турнейскому ярусу, но фауна верхних горизонтов носит определенно выраженный визейский характер; среди визейских пород залегают также слои с растительными остатками *Cardiopteris*, *Asterocalamites* и др.

Та сумма знаний, которой мы располагаем в настоящее время, не дает возможности решить с полной определенностью, насколько полно развиты каменноугольные отложения в Кузнецкой котловине. В литера-

Палеонтологический район	Возраст	Святы	Подосагы	Характеристика по ископаемой флоре	Коллекционный район, Писа-лапская палеонтологический район
Святы по П. И. Бутору и В. И. Яворскому	по М. Д. Залескому	по М. Д. Залескому	Подосагы	по М. Д. Залескому	Святы и подосагы по М. Д. Залескому
Красноярская	Верхняя перль	Кол-чутин-ская	Писья с углем	<i>Lobatannularia Schuchertii</i> (Schmalh.), <i>Pecopteris antihis- cifolia</i> (Goepfert), <i>Callipteris Zeilerei</i> Zal., <i>C. altica</i> Zal., <i>Ani- opteris sibirica</i> Zal., <i>Syniopteris sibiriana</i> Zal., <i>Tychopteris cuneata</i> (Schmalh.), <i>Rhipidopsis palmata</i> Z., <i>Noeggerathia- opsis aequalis</i> (Goepfert), <i>N. sandalensis</i> Zal.	Писья подосагы с углем
Надкрасноярская			Углен-ская без угля	<i>Callipteris Zeilerei</i> Zal., <i>Noeggerathopsis sandalensis</i> Zal. Дожиание флоры давыдовской подосагы	Безуглен-ская подосагы без угля
Кемеровская	Нижняя перль	Таль-ская	Давыдов-ская с углем	<i>Angaropteridium cardiopleroides</i> (Schmalh.), <i>Gondwani- dium sibiricum</i> (Pellunikov), <i>Ginkgoophyllum Yserodoti</i> Zal., <i>Noeggerathopsis Theodori</i> (Tchirikova), <i>Pursonia asiatica</i> Zal., <i>Rhipidopsis tomenensis</i> Zal.	Абисская свята с углем
Безугленская			Свербо-лахонкин-ская с углем	<i>Pagdomophyllum mangolicum</i> Zal., <i>Ps. Polanini</i> (Schmalh.), <i>Noeggerathopsis Theodori</i> Tchirikova и <i>Angarodendron Obruchevi</i> Zal.	
Балахонская	Карбон	Острор-ская	Без угля	Перерыв палеонтологической летописи <i>Cardiopteris vesca</i> Zal., <i>Lepidodendron</i> typ. <i>Vellheimi</i> sp., <i>Denetia</i> sp. <i>Sigillaria</i> (<i>Rhytidolepis</i>) sp.	Балахонская свята

туре не имеется пока вовсе указаний на присутствие верхних частей визейского яруса и всего среднего карбона; недостаточно ясным является также возраст нижних горизонтов балахонской или острогской свиты, так как брахиоподы, встречающиеся здесь, еще не определены с точностью, растительные же остатки для точного определения возраста не пригодны.

Минусинская котловина

Переходя в область Минусинских котловин, мы на месте каменноугольных отложений с морской фауной встречаем лишь породы с растительными остатками [1 665, 1 514, 1 542, 1 513, 1 464, 1 522, 1 545, 1 499, 1 508], которые известны под именем *минусинской свиты*. В своем типичном развитии последняя в нижних частях характеризуется «развитием песчаво-глинистых сланцев с подчиненными слоями (от 4 до 10 м мощности), весьма характерных плитных немых известняков с прослоями серого и красного халцедона (сердоликового известняка), прикрытых серией пестрых и зеленоватых рыхлых песчаников с остатками ободренных стволов лешдодендронов (*Knorria imbricata*) и других растений, дающих основание относить их к нижнекаменноугольным отложениям. Верхние горизонты свиты состоят по преимуществу из зеленоватых глинистых сланцев, мергелей и нечистых известняков, подстилаемых ярусом таких же точно известняков с халцедонами, какне описаны выше... В верхних глинистых горизонтах встречаются стяжения сферосидеритов» [1 499]. Местами среди пород минусинской свиты встречаются покровы оливиновых базальтов. Мощность свиты, повидному, сильно колеблется, достигая 1 200—1 500 и даже, у подножия Западного Саяна, 2 000 м.

В средних частях Минусинской котловины над породами минусинской свиты залегает мощная (до 1 500 м) толща континентальных отложений, несомненно отвечающих по возрасту угленосной свите Кузнецкого бассейна и подобно ей содержащих каменный уголь [1 499, 1 725, 1 665, 603]. По Иванову [1 665], угленосная свита начинается конгломератами, выше которых следуют толщи песчаников иногда с прослоями конгломератов и глинистых сланцев с прослоями угля и сферосидерита. Верхние 300 м толщи отделены от ниже лежащих пород конгломератами и принадлежат, быть может, уже к юрской системе. В средних частях были найдены пелициподы (*Anthracoptya magna* Tschern., *A. latarica* Tschern. и другие виды того же рода), а также растения (*Beleopteris*, *Sphenopteris*, *Angarodendron*), указывающие на пермские отложения.

Кавказ

Присутствие каменноугольных отложений в Главном Кавказском хребте прочно установлено лишь в 1916 г. Выходы каменноугольных пород обнаружены в настоящее время на северном склоне Кавказского хребта в верховьях Кубани и ее притоков — Лабы, Урупа, Кыфара, В. Зеленчука, Маруха и Аксаута; крайний восточный выход карбона находится близ Казбека [153, 1 492, 192, 215, 225, 261, 328, 449]. На южном склоне хребта карбон развит в бассейне Ингура и Цхенис-Цхали [449].

Согласно последней работе Робинсона [1 492], каменноугольные отложения налегают на древнепалеозойские, и докембрийские породы трансгрессивно и несогласно и могут быть подразделены на две свиты: нижнюю — продуктивную и верхнюю — красноцветную.

Нижняя часть продуктивной толщи состоит из грубых конгломератов, чередующихся с покровами изверженных пород в их туфам и брекчиями. В основании изверженные породы представлены порфиритами, выше же — кварцевыми порффирами. Средние горизонты толщи слагаются серыми и темными слюдястыми песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и содержащими слои каменного угля до 0,7 — 0,9 м мощностью. В верхних частях продуктивной свиты наряду с песчаниками и сланцами вновь получают развитие конгломераты; сходство с нижними горизонтами толщи увеличивается еще и тем, что здесь вновь появляются также и порфириты. Общая мощность продуктивной свиты доходит до 600 — 1 000 м. Во всех горизонтах продуктивной свиты встречаются остатки растений, из которых мы упомянем. *Sphenophyllum majus* Bron., *Lepidodendron bureaui* Zall., *Sphenopteris neuropteroides* Boull., *Neuropteris gigantea* Stern., *Pecopteris miltoni* Attis., *Cordaites princinalis* Germ. Возраст вмещающих флору пород определяется Залесским, как вестфальский; быть может имеются также нижние части стефанского яруса.

Трансгрессивно на породы продуктивной свиты, срезая их до основания и переходя непосредственно на метаморфические сланцы и известняки и гнейсы, налагает красноцветная свита. Начинается она мощными конгломератами из обломков подстилающих пород; средняя часть толщи состоит преимущественно из красно-бурых песчаников и сланцев, содержащих местами прослой известняка; в верхних горизонтах вместе с песчаниками развиты и конгломераты.

Существенно иную картину строения каменноугольных отложений дают для верховьев Кубани исследования Агалина [153], который различает в них следующие толщи пород, начиная снизу:

1. Темные, плотные глинистые сланцы	400 м
2. Порфирито-туфовая свита, состоящая из значительно разложившихся порфиритов, туфо-брекчий и конгломератов	до 400 "
3. „Переменяющаяся“ свита глинистых темных, часто почти черных сланцев и темных красноватых, плотных песчаников. Прослой тех и других толщиной от нескольких сантиметров до 0,5—1 м и иногда даже больше. В нижней части этой свиты преобладают песчаники, в средней—глинистые сланцы. В верхней части вновь начинают преобладать песчаники, и появляются отдельные прослой конгломерата	1 300 "
4. Конгломераты базального типа с гальками гранитов, гнейсов, метаморфических сланцев, порфиритов, кварцевых кератофинов	до 100 "
5. Песчаники, частью красные и кварцевые конгломераты	до 100 "
6. Светлые и реже темные средневершинные и мелковершинные песчаники с увеличивающимся вверх количеством глинистых сланцев. В средней части найдены растительные остатки (<i>Calamites</i> , <i>Avicula</i>)	до 150 "
7. Темные глинистые сланцы внизу с линзами плотного известняка	до 250 "

Каменноугольный возраст можно считать доказанным только для толщи № 6, где найдены растительные остатки. Куда должна быть отнесена весьма мощная (до 2 000 м) толща лежащих ниже пород, остается неясным.

В верховьях притоков Кубани (Лаба, Белая) и также в верховьях р. Гизель-Доп в бассейне Терека [215, 216, 512, 622, 624, 652, 1 492, 1 676] развиты и более высокие горизонты антраколитовых образований, отнесенные обычно к нижнему перми, т. е. сопоставляемые по возрасту приблизительно артинским и пусто-денятинским слоями.

В бассейне Кубани, где пермские отложения лучше изучены, они налагаются несогласно на различные горизонты карбона и даже на кристаллические сланцы и начинаются конгломератами; за конгломератами сле-

дукот песчаники и сланцы с прослоями темных известняков и, наконец, толща серых известняков. В сланцах и особенно в верхних известняках встречаются довольно многочисленные ископаемые: *Palaeofusulina nana* Lich., *Meekella eximia* Eichw., *Derbya magna* Lich., *Productus kiangsiensis* Kays., *P. incisus* Schellw., *Strophalosia nelschaevi* Lich., *Littonia richthofeni* Kays., *Richthofenia caucasica* Lich., *Scacchinella Jakovlevi* Lich., *Spirifer scivulus* Gemm., *Proetus postcarbonarius* Gemm. и др.

Фауна эта носит южный характер, напоминая нижнепермские фауны Сицилии, Гималаев и резко отличающаяся от фауны Приуралья.

В Закавказье [337, 338, 343, 482, 483] каменноугольные отложения распространены в бассейне Аракса, в Армении. Здесь на верхнедевонских породах залегают, по Лисицыну [483], чередующиеся слои песчаников, сланцев и известняков, имеющих около 80 м мощности и содержащих фауну, переходную от девонской к каменноугольной (*Spirifer* группы *Sp. tornacensis* и *Sp. tentaculum*). Выше следует толща известняков, частью битуминозных и доломитизированных, до 400 м мощностью. В нижних частях ее встречаются турпейские ископаемые, именно *Syringothyris* и *Spirifer* группы *Sp. tornacensis*, а в верхних визейские — *Productus giganteus*, *Zaphrentis*, *Lonsdalea*, *Fusulinella sphaeroides* и др.

Кроме этих пород на Арарке, близ Джульфы [645, 658, 688] развиты также отложения, относимые обычно к нижней перми.

Круто падающая толща их состоит, главным образом, из мергелей, сверху преимущественно красного цвета, которые содержат довольно многочисленные ископаемые: *Productus intermedius* Abich, *Notothyris djulfensis* Abich, *Reticularia indica* Waag., *R. pulcherrima* Gemm., *Scacchinella ischernyschewi*, *Otoceras trochoides* Abich, *Gastrioceras abichi* Moell., *Papanoceras ischernyschewi* Stoyan. Все эти ископаемые указывают на нижнюю пермь.

В Крыму нижнепермские отложения известны из западной части Таврических гор. Они представлены известняками, огромные глыбы и целые скалы которых встречаются в окрестностях Симферополя и в других пунктах среди чрезвычайно сильно дислоцированных сланцев и конгломератов траса и лаваса [587, 590, 629, 659].

В известняках найдены: *Fusulina*, *Schwagerina*, *Notothyris exilis* Gemm., *Lyttonia*, *Stacheoceras mediterraneum* Gemm., *Adrianites distephanoi* Gemm., *Paracelhiceras hoeferi* Gemm., *Agathiceras anceps* Gemm., *Phillipsia*, *Neogriffithides*, *Griffithides* и др. Фауна эта, подобно кавказской, носит средиземноморский характер.

Памиро-Алайская система

Список литературы по каменноугольным отложениям Памиро-Алайской системы дан выше при описании карбона Тянь-шаня. В Памире, Дарвазе и т. д. карбон изучен еще очень мало. Породы этого возраста известны в Средней Азии под именем «верхнего палеозоя». «Верхний палеозой», — говорит Наливкин, — это неразрывная, единая толща, нередко громадной мощности, сложенная разнообразными, обычно прибрежными и мелководными отложениями. Преобладают известники, песчаники, сланцы; характерна значительная примесь туфового материала. Нижняя часть толщи нередко сложена мощными, светлыми кристаллическими известняками, то слоистыми, то массивными, коралловыми. Верхняя часть сложена (преимущественно) ясно-слоистыми, песчаными,

глинистыми и туфогенными породами, темных или пестрых цветов». Фауна, находящаяся в известняках, указывает почти исключительно на верхний карбон, хотя в восточных частях Памирской системы, вне советских пределов, обнаружены известняки со *Spirifer bisulcatus*, относящиеся или к верхним частям нижнего или к среднему карбону. Налегает «верхний палеозой» обычно непосредственно на силур или даже на более древние породы. На первый взгляд кажется, что в Дарвазе и Памире нижний карбон вовсе отсутствует, но в центральном Памире близ перевала Ак-байтал Наливкиным [498, 213] были найдены известняки с оригинальной фауной брахиопод, указывающей, повидимому, на нижнекаменноугольный возраст этих пород. В Дарвазе [213 329, 545, 557, 637] выше фузуллиновых известняков, возраст которых определяется как верхнекаменноугольный, залегает мощная толща песчаников, сланцев и вулканических туфов с прослоями известняков, в которых встречается фауна, напоминающая артинскую: *Schizodus wheeleri* So w., *Backewellia ceratophaga* Schlth., *Diasma elongata* Schlth., *Lyttonia nobilis* Waag., *Productus aculeatus* Mart., *Pr. lineatus* Waag., *Enteletes elegans* Gemm. В вальуне в бассейне р. Равноу были найдены и типичные артинские аммоны — *Agathiceras uralicum* Kagr., *Propinacoceras saltmarae* Kagr., *Pronorites*. Обломки *Agathiceras* найдены были также и на Памире, в Памирском хребте [1 681].

ПЕРМСКИЙ ОТДЕЛ

Под именем пермского отдела аптраколитовой системы мы понимаем группу отложений, которую за последние 15—20 лет в русской литературе называют верхнепермскими образованиями. Из них исключается, однако, так называемая уфимская свита, которую, по указанным выше соображениям следует объединить в одно целое с кунгурскими отложениями; описывается, однако, эта свита из-за удобства изложения совместно с пермскими породами.

Несмотря на весьма большое число работ, посвященных советской перми, последняя и до настоящего времени является не вполне и очень неравномерно изученной. Чрезвычайные трудности при изучении пермских пород возникают вследствие их фациальной изменчивости и частых переходов морских отложений в горизонтальном направлении в континентальные и обратно. Частью эта изменчивость, частью же исторические условия являются причиной того, что до последнего времени в отношении восточноевропейской перми не выработалось даже вполне установившейся стратиграфической терминологии.

По отношению к верхнепермским отложениям с 1915 г., по инициативе Нечаева, довольно прочно установилось деление на три основных яруса, но за последнее время и оно встречает ряд возражений.

История изучения верхнепермских отложений до 1915 г. дана в работе Нечаева «Верхнепермские отложения» [636], а за период от 1910 до 1919 г. в работе Лихарева [519]. Позвоночные верхнепермских отложений описаны Амалицким [579, 580, 682], Кротовым [611], Православлевым [643, 644], Траутшольдом [689], беспозвоночные — Амалицким [574], Лихаревым [617, 623], Нечаевым [632, 633, 634], Мартыновым [686, 1 678, 1 739], Чердынцевым [670], Чернышевым [673] и др.; для флоры наиболее важны работы Залесского [601, 602, 1 660].

Выходы верхнепермских пород покрывают огромные площади и

замещаются красноцветными континентальными; таким образом, в средней полосе района татарские и уфимские слои, по крайней мере частично, представляют лишь континентальную фацию казанских, а в Приуралье континентальная толща в тех местах, где сохранились ее верхние горизонты, может по возрасту соответствовать всем трем членам разреза средней полосы.

После этих предварительных замечаний мы можем перейти к более подробному рассмотрению стратиграфии верхней перми, пачав со средней полосы интересующего нас сейчас района, где трехчленное деление выступает с наибольшей отчетливостью. Начинаются здесь пермские отложения, как уже было сказано, толщей континентальных образований, получивших от Нечаева название *уфимского яруса*. Ранее эта группа обозначалась различными авторами по-разному; Чернышев называл ее красноцветной толщей, Штукенберг — нижним отделом пермской системы, Кротов — нижнепермской красноцветной группой и Нечаев, в своих более ранних работах — нижнепермскими отложениями.

В районе, расположенном к югу от параллели Казани и Нижнего Новгорода, уфимские слои развиты только в восточной, приуральской полосе и, не доходя до Волги, выклиниваются, севернее же упомянутой параллели они распространяются на запад значительно дальше и соединяются с соответствующими образованиями восточного склона Балтийского щита.

Состав уфимских отложений преимущественно глинисто-песчаный. Это прежде всего известковистые, красные, нередко полосатые или пятнистые глины и реже глины серой окраски. Почти таким же распространением пользуются песчаники, грубозернистые, большей частью рыхлые, с известковым, глинистым и иногда гипсовым цементом, красного, желтовато-бурого, серого и зеленовато-серого цвета. Песчаники то залегают довольно правильными пластами, то образуют линзы, быстро выклинивающиеся. Часто песчаники имеют косвенную слоистость и несут волноприбойные знаки; нередко в них попадаются гальки или прослои конгломерата. В состав конгломератов, слои которых часто достигают нескольких метров мощности, входят гальки роговиков, кремней, кристаллических пород и пр. Размер галек и мощность конгломератов растут с запада на восток, т. е. с приближением к Уралу. Более подчиненную роль играют среди отложений уфимского яруса мергели, известняки и гипсы. Окраска мергелей, которые то образуют прослойки среди глин, то довольно мощные толщи, красная, розовая и зеленовато-серая; очень часто они имеют полосатую окраску. Известняки имеют в большинстве случаев серый и белый цвет, часто бывают пористыми и кремнистыми; обычно они образуют только тонкие прослои в мергелях и глинах. Гипсы то проникают, слои песчаников и глин, то образуют самостоятельные прослои и шток, иногда до 20—30 м мощности.

Органические остатки в уфимских породах встречаются редко. Животные представлены мелкими ракообразными (*Esitheria*, *Cythere* и др.), антракозидами (*Palaeomutela*, *Nayadites* и др.) и позвоночными — *Rhaphalodon*, *Amblypterus* и др. Чаще встречаются остатки растений, еще очень несовершенно изученные и определяемые обычно, как *Calamites kutorgae*, *Callipteris conferta*, *Sphaenopteris*, *Psugmophyllum*.

В последнее время Волковой, Разумовским и Хабаковым [1645] была сделана интересная попытка подразделить уфимскую свиту в южном Приуралье на горизонты.

Нижняя из этих свит, *маячная*, связывается постепенным переходом с кунгурскими отложениями. Преобладающими породами в ней являются красные мергели и мергелистые песчаники; конгломераты встречаются редко и образуют незначительные прослойки; встречаются небольшие гипсовые залежи в ассоциации с мергельно-доломитовыми породами и прослоями известняка. Мощность свиты очень велика на юго-востоке (до 1500 м) и сильно уменьшается по направлению на NW (до 300 и 180 м). Совершенно иначе построена вторая, *гиряльская свита*, в которой наибольшим развитием пользуются конгломераты розово-серой окраски, перемежающиеся с красновато-серым и буро-коричневыми песчаниками. Мощность гиряльских пород доходит до 900 м, но сильно уменьшается по направлению к западу. Вышеупомянутые авторы различают еще две свиты, из которых нижняя состоит, главным образом, из песчаников (100 — 300 м), а верхняя преимущественно из мергелей; породы эти еще плохо изучены.

За уфимскими породами следует толща морских отложений, получивших от Нечаева название *казанского яруса*. Часто толщу эту называют пехштейном, или *русским пехштейном*. Кротовым и ранее Нечаевым казанские слои назывались средним отделом пермской системы или среднепермскими отложениями. Чернышев иногда употреблял для них название *серой группы пермских пород*.

Казанские слои обычно делят на два горизонта или подъяруса, из которых нижний получил название *брахиоподового* или *спириферового*, верхний же — *пелециподового*. Фредерикс [186, 663] называет спириферовый горизонт *камским*, а пелециподовый — *красновидовским*.

Для спириферовых слоев, как показывает самое название, характерным является присутствие многочисленных представителей рода *Spirifer*, который вообще не переходит в пелециподовый горизонт. Особенно характерны *Spirifer rugulatus* Kut., *Sp. okenensis*, *Sp. stuckenbergi* Netsch.; такое же руководящее значение имеет *Productus hemisphaerium* Kut.; весьма характерно массовое присутствие *Strophalosia horrescens* Vern., *Str. fragilis* Netsch., *Athyris pectinifera* Sow., которые единичными экземплярами переходят и в пелециподовые слои. Из остальных ископаемых очень часто встречаются *Oxyloma laticostata*, *Geinitzeella columnaris* Schlth., *Fenestella elegantissima* Eichw. и многие другие, переходящие и в верхний подъярус. Для самых верхних горизонтов брахиоподовых слоев характерным ископаемым является *Spirifer latiareatus* Netsch., встречающийся, однако, редко.

В пелециподовом горизонте брахиоподы отодвигаются на задний план. Существенную роль в фауне здесь продолжают играть только *Productus cancrini* Vern., *Dielasma elongata* Schlth. и *Athyris pectinifera* Sow., которые все встречаются и в брахиоподовых слоях, но не имеют там столь большого распространения; наиболее характерны для пелециподовых слоев *Modiolopsis pallasi* Vern., *Modiolodon elongatum* Netsch., *M. oblongum* Netsch., *Crassatellina plana* Golowk., *Pseudomonotis garfortensis* King; весьма распространены также *Aviculopecten rossiensis* Netsch., *Pseudomonotis speluncaria* Schlth., *Backewellia ceratophaga* Schlth., *Macrodon kingianum* Vern., *Schizodus rossicus* Vern., *Murchisonia biarmica* Kut., *Worthenia burtasorum* Golowk. Мшанки и кораллы редки.

В восточной, приуральской части области, начиная, приближи-

тельно, от г. Мамадыша, верховьев Шешмы и пр., казанские слои лежат на уфимских отложениях, но западнее переходят на пусто-денятинские породы. Нонский [1 689] отмечает, что местами на границе уфимских и казанских слоев заметны ясные следы размыва.

Мощность спириферовых слоев в восточной области обычно бывает 30—45 м; характерными породами для них являются серые, большею частью известково-песчанники, иногда содержащие окисные соединения меди, и серые глины, реже серые мергели; встречаются также прослои доломита, обычно прпуроченные к верхней части толщи. В большинстве случаев указанная мощность сохраняется до восточной границы распространения казанских пород, но в некоторых пунктах здесь наблюдаются весьма интересные изменения. На Каме, у Елабуги, у устья Белой, а также в южной части Вирского и в северной части Велебеевского районов мощность спириферовых слоев сильно уменьшается, опускаясь местами всего до 6 м; то же явление наблюдается и на юге, в бассейне р. Сакмары. Фаунистически развитые в указанных районах породы принадлежат к верхним горизонтам спириферового отдела, и мы можем думать, что нижние части последнего замещены здесь красноцветными породами. Это является доказательством, что верхние горизонты уфимских континентальных пород соответствуют той или иной части морских отложений казанского яруса.

На западе, в нижнем течении Сока спириферовые слои мало-помалу переходят в известково-доломитовую фацию и далее к западу представлены почти исключительно доломитизированными известняками и доломитами. Мощность доломитов на Самарской луке всего 8 м, и тут, повидимому, развиты лишь самые верхние горизонты спириферовых слоев. Большую мощность имеют спириферовые слои между Сурью и Окско-Цинным валом. Господствующей породой являются сильно доломитизированные известняки и типичные доломиты, часто богатые кремнями. Местами среди этих пород встречаются прослои глины и гипса.

Пелециподовые слои к западу от Волги состоят преимущественно из мягких, очень часто оолитовых доломитизированных известняков и настоящих доломитов, обычно без кремней, белого, желтоватого и серого цвета; в верхних их горизонтах появляются часто гипсы, и известняки покрываются нередко довольно мощными пластами последних. Фауна в этих верхних, гипсоносных частях пелециподовых слоев отличается исключительной бедностью и однообразием. Мощность пелециподовых слоев близ Казани равна 50—60 м, а на Самарской луке доходит до 90 м. Состоят пелециподовые слои на берегах Волги из доломитов, очень часто оолитовых, в верхних горизонтах гипсоносных и содержащих мощные залежи гипсов (Печищи и др.).

В западных частях Заволжья, вдали от восточной границы распространения казанских пород, нижние части пелециподовых слоев выражены также доломитами с обильной морской фауной. Кверху эти породы сменяются мергелями с прослоями песчаников: прослой с морской фауной здесь становятся редкими, и кроме того фауна получает отпечаток неблагоприятных условий существования, будучи представлена малорослыми экземплярами. В самых верхних горизонтах кое-где появляются прослой с пресноводными моллюсками — антракозидами. Местами в этих верхних горизонтах встречаются прослой угля, обычно очень тонкие. Мощность пелециподовых слоев в рассматриваемом районе колеблется обычно от 45 до 60 м.

В более восточных частях Заволжья состав палеонтологических слоев значительно меняется. Еще Нечаев установил, что близ восточной границы распространения палеонтологических слоев они переходят в континентальную фацию. Интересную картину смены морских слоев континентальными рисует в своей предсмертной статье Ноинский [1689; рис. 16].

«Уже в 40 — 50 км к северу от нижней Камы, — говорит он, — в среднем течении р. Мещи Чердынцев и Тихвинская наблюдали вклинивание в серую морскую свиту подъяруса типичных красноцветных глин и песчаников континентального типа».

«К востоку и северо-востоку от Чистополя, в пределах бывшего Мамадышского кантона такое вклинивание в толщу нормальных морских образований конхиферового подъяруса, на разных стратиграфических горизонтах, фациально чуждых ему красноцветных пород представляет уже совершенно обычное явление, причем красноцветные комплексы по направлению к северо-востоку быстро увеличиваются в мощности, так что от морских образований остаются лишь небольшие известняковые и песчано-мергелистые прослои с обедненной морской фауной... Еще далее на восток в западной части бывшего Мамадышского района такие прослои с морской фауной представляют уже большую редкость... и затем исчезают совершенно, так что морская свита подъяруса полностью замещается красноцветными песчано-глинистыми образованиями, в которых нет и следа морских организмов, и взамен того наблюдаются те характерные ассоциации окаменелостей, которые свойственны красноцветным формациям русской перми». Характерным отличием полосы, в которой происходит смена морских образований континентальными, является особенное обилие скоплений медных соединений, приуроченных преимущественно к красноцветным породам. После исчезновения морских прослоев количество и мощность таких скоплений резко уменьшается. Для той части красноцветных пород, которая соответствует по возрасту казанским слоям, Ноинский предлагает название *белебевская свита* и дает ей следующую характеристику [1689].

«*Белебевская свита* петрографически сходна с предыдущей (т. е. уфимской), но окрашена в менее яркие, блеклые тона красного цвета, по всей площади своего распространения содержит более или менее крупные скопления медных руд. Наиболее богата остатками растений. Повидимому, наибольшая масса описанных до сих пор растений из Прикамья и Западного Приуралья принадлежит этой свите. Особенно характерно нахождение здесь элементов гондванской флоры. Из представителей животного царства местами наблюдается массовое накопление раковиннок *Anthracosidae* и рачков из отрядов *Ostracoda* и *Phyllopoda*; довольно часто встречаются остатки насекомых, ганондных рыб, стегоцефал (*Platyops Stuckenbergi* Tr) и ящеров, между прочим, песчаных *Theromorpha*».

На рис. 17 я воспроизвожу схему фациальных изменений казанских пород, которую наблюдал Мазарович между Самарой и Вугурусланом [625, 627].

Последним членом пермских отложений в средних и южных частях Восточнорусской впадины являются породы так называемой *татарской свиты* (иначе — *группа пестрых мергелей*). Сложена последняя, главным образом, из мергелей и глин, перемежающихся с песчаниками и известняками. Цвет мергелей и глин очень разнообразен, но преимущественно они окрашены в различные оттенки красного и розового

цвета; реже встречается окраска флюидовая, зеленоватая, оранжево-желтая. Слои разнообразной окраски чередуются так, что разрезы татарских пород имеют почти всегда резко полосатый вид. Среди мергелей очень распространены доломитовые разности. Нередко мергели и глины сильно песчанисты. Отдельные прослои их часто выклиниваются. Песчаники среди мергелей и глин пользуются значительным развитием, главным образом, в средних и верхних горизонтах татарского яруса. Они грубозернисты, часто с диагональной слоистостью. Окрашены в буровато-красный цвет, реже в зеленовато-серый и желтоватый. Слои мало

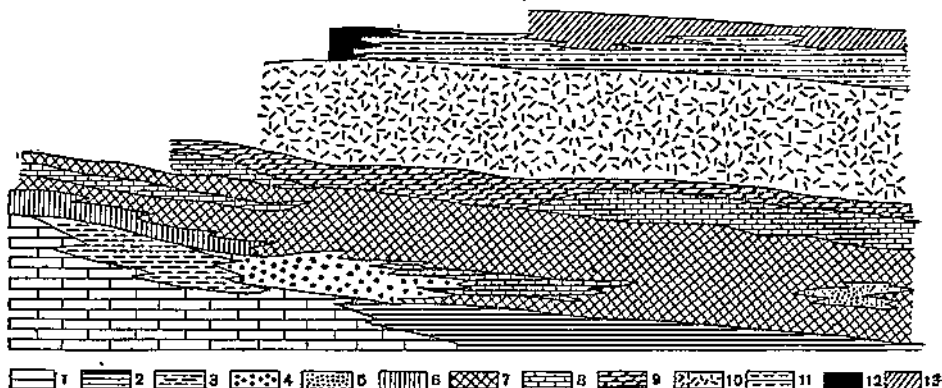


Рис. 17. Схема строения пермских отложений между городами Самарой и Бугурусламом (по Маваровичу [627]).

Объяснение знаков:

- Казанский ярус. Морская фация.
- 1—Пехштейн (известняки и доломиты, частью с гипсом).
 - 2—Пехштейн (серые глины, песчаники и мергели).
 - 3—Гипсы.
 - 4—Серозеленые глины с гипсом.
 - 5—Серые пески и песчаники.

Казанский ярус. Пресноводно-континентальная фация.

- 6—Сарбайский комплекс (коричневые глины и прослои) краевые глинистые конcretion.
- 7—Сарбайский комплекс (коричневые глины с прослоями мергелей, известняков и песчаников).

- 8—Салавинский комплекс (белые известняки с толстыми прослоями лиловых мергелей).

Татарский ярус.

- 9—Толнайский комплекс (розовые и белые мергели).
- 10—Савинский комплекс (красные глины с линзами песков и песчаников).

Н. Триас.

- 11—Бугурусламская толща (пески и конгломераты).
- 12—Лилые и желтые мергели.
- 13—Тавальская толща (красные глины, розовые и желтые пески).

постоянны, скоро выклиниваются, иногда же залежи песчаников имеют вид линз. Песчаники часто переходят в конгломераты. Среди последних встречаются разности, состоящие из тачек красных мергелей и глин, тождественных с мергелями и глинами, составляющими главную толщу татарского яруса. Известковые прослои наиболее часты в нижних горизонтах татарских пород. Известняки здесь сильно глинистые, мягкие, иногда марающие, белого или розовато-белого цвета. В более высоких горизонтах попадаются чаще твердые известняки, пронизанные неправильными, удлиненными, корнеобразными пустотами. Гипсы встречаются почти исключительно в нижних горизонтах, которые, быть может, правильнее относить еще к казанскому ярусу.

Органические остатки в породах татарской свиты встречаются чаще, нежели в уфимских слоях. Наиболее распространены различные представители антракозид (*Palaeonodonta*, *Palaeomutela*, *Oligodon*, *Anthra-*

cosia, Carbonicola); местами, преимущественно в верхних частях пестрых мергелей, встречаются прослои, переполненные обломками скелетов рыб, амфибий и рептилий, которые еще очень мало изучены. У г. Горького в татарских породах найдены зубы крупных хищников, близких к *Inostrancevia* и зуб *Pareiosaurus*.

В расположении описанных пород «яруса пестрых мергелей» существует некоторая правильность, а потому почти все геологи, занимавшиеся их изучением, делали попытки расчленить свиту на отдельные горизонты. Основываясь на различных окраски и преобладании глинисто-мергельных и песчаных пород, свиту «пестрых мергелей» обычно делили на две части — нижнюю — *розовую группу* и верхнюю — *красную*. Кроме окраски розовая группа характеризуется преобладанием глинисто-мергельных пород, тогда как в красной большим распространением пользуются пески, песчаники и даже конгломераты. Последняя попытка расчленения красноцветных пород, залегающих в Заволжье выше морских казанских отложений и их пресноводных эквивалентов, принадлежит Мазаровичу [626, 627, 625]; она привлекает к себе большое внимание по обширности площади, захваченной исследованиями, и по обилию фактического материала, легшего в основу подразделений (рис. 17).

Над казанскими породами, по Мазаровичу, залегает толща тонко переслаивающихся слоев белых и серых известняков и мергелей, чрезвычайно тонкослоистых глин, коричневых песков и песчаников; мощность этой толщи, названной Мазаровичем *толкайской свитой*, сильно колеблется, достигая 20—50 м.

Выше толкайской залегает *сарминская толща*, имеющая до 150 и даже до 200 м мощности. Строение ее крайне изменчиво, но в общем она состоит из кирпично-красных и коричнево-красных глин, иногда с зеленоватыми пятнами, содержащих в себе большее или меньшее количество прослоев серо-зеленых и буроватых песков и кремнистого известняка. Характерной особенностью свиты является присутствие многочисленных линз косвенно-слоистых бурых песков, которые в нижних частях нередко содержат прослой графия. Линзы эти, считаемые Мазаровичем за разрезы древних речных русел, то невелики, то достигают 3 и даже 8 км в поперечнике и 15—20 м мощности. Изредка в них встречаются растительные остатки, раковины *Nagadites* и части скелета *Pareiosaurus*.

Далее следует чрезвычайно характерная *бузулукская толща*, достигающая 40—50 м мощности. Она состоит из красных, грубых, косвенно-слоистых песков и песчаников с частыми прослоями конгломератов из галей кварца, кремня, кварцита и реже кристаллических сланцев; особенно характерны гальки и куски красных глин, образующие иногда довольно мощные пласты весьма своеобразных глиняных брекчий и конгломератов. Местами пески переслаиваются с красными глинами. Из ископаемых в конгломератах встречаются кости лабиринтодонтов; по Кузьмину [1 669], последние относятся к типам, близким к *Trematosaurus* и *Capitosaurus*.

Верхним членом красноцветных пород является *таналыкская толща*, достигающая 50 м мощности и состоящая из правильно чередующихся пластов красных глин и песков.

К пермской системе, именно к татарской свите, Мазарович причисляет лишь толкайские и сарминские слои, относя выше следующие породы уже к триасу.

Южнее описанного сейчас среднего участка Восточнорусской впадины пермские отложения выходят на поверхность в ядрах брахиантиклинальных складок в Прикашпийской впадине, на Эльтонском, Баскунчакском и Индерском соленых озерах, на горе Малое Богдо, Чапчачи, Биш-чохо (литературу см. у Архангельского [120]). Здесь развиты известняки с однообразной, еще совершенно не изученной фауной мелких пелелипод, относящихся, вероятно, к казанским слоям. К татарской свите относят красноцветные глинистые породы, обнимающиеся выше гипсов по побережью Индерского озера и на горе Большое Богдо на южном берегу Баскунчакского озера. В последнем пункте они представлены толщею грубых песчаников с гальками кремней и кварца внизу и кроваво-красными глинами вверху, которые незаметно переходят в морские шпинетриасовые отложения.

Переходим теперь к краткому обзору пермских образований в среднем участке Восточнорусской впадины, орошаемом рр. Ветлугой, Вяткой, а также р. Камой выше устья р. Белой.

Средние и западные части этой области известны нам главным образом, по работам Кротова [63, 615, 616], Кассина [69], Нечаева [631], Мазаровича и

Ильинкой [628], Крома [1 666], Федорова [660], Някинтова [638], Яковлева [679, 683], Шильникова [674], Фредерикса [663, 135]. Древнейшими породами этого района являются спириферовые и пелелиподовые слои казанского яруса, которые выходят на поверхность лишь в немногих пунктах в связи с имеющимися здесь антиклинальными поднятиями. Они представлены частью доломитизированными известняками и доломитами, частью же мощной (до 100 м) толщей красных, коричневых и зеленоватых глин, мергелей и песков, которые замещают в Уржумском районе верхние горизонты известково-доломитовой толщи и местами содержат типичную казанскую фауну.

Повсеместным распространением пользуются породы красноцветной свиты, покрывающей казанские слои. Мощность их в бассейне верховьев Вятки оценивается Кассиным в 400 — 450 м. Не входя в подробности, мы укажем только, что эта свита складается из обычных для татарских слоев красных, бурых, белых и опиевато-серых глин и мергелей, песков, песчаников с прослойками известняков, особенно обильных в нижних горизонтах, и конгломератов. В нижних частях свиты встречаются в изобилии остатки ракообразных (*Cythere*, *Estheria* и др.), рыб (*Platyotus*, *Acrolepis*, *Amblipterus*), иногда амфибий (*Platyops*) вместе с антракозидами (*Nayadites*, *Palaeomutela* и др.), в более же высоких слоях обычно попадаются только последние.

Западные Вятские поднятия, в полосе Главного рва плиты, по рекам Маломе, Ветлуге и др. обычные татарские породы сменяются верхними горизонтами красноцветной толщи, в которых кроме красных глин и мергелей, важную роль играют известковые пески, песчаники и конгломераты; в состав последних входят вместе с гальками кремня, кварца и изредка уральских метаморфических пород также характерные гальки и куски красных пермских глин. Как литологически, так и стратиграфически толща эта очень напоминает бузунскую свиту Мазаровича, Фредерикс называет ее *бузунской свитой*. Палеонтологические работы Яковлева [679, 683] делают вероятным нижнетриасовый возраст этих верхних частей красноцветной свиты.

По Ефремову и Кузьмину [1 657], породы ветлужской свиты характеризуются присутствием на лабиринтодонтов *Benthosaurus* и *Vellugasaurus*, а из рептилий — представителей группы *Arcoscelidae*.

Пермские отложения восточной, приуральской полосы рассматриваемой области известны нам по старым работам Краснопольского [377], Штукенберга [552], Кротова [614] и по новым исследованиям Рябинина [653], Иванова [468, 573, 606, 648, 650], Егера [591, 592, 648, 650], Дуткевича [648, 650], Фредерикса [648, 662, 663] и других [648, 650 и 641] в области уральских наливных и нефтяных месторождений.

Татарские породы здесь, в силу подъема слоев с запада на восток, выклиниваются, уступая место более древним образованиям, соответствующим казанским и уфимским слоям более южных районов. Морские отложения казанского века здесь совершенно отсутствуют, подобно тому, как это мы видели и в более южных частях Приуралья. По существующим представлениям, им соответствуют в более южных частях района красные глины и песчаники, в которых часто встречаются медные соединения. Из ископаемых в этих медистых песчаниках встречаются чаще всего остатки растений, относящихся, по Залесскому [602], к родам *Callipteris*, *Odontopteris*, *Psugmophyllum*, *Ullmannia*, *Sphaenopteris*, *Eichwaldia*, *Gangamopteropsis*, *Thamnopteris*, *Bathypteris*, *Knorria*, *Dadoxylon* и др.

Севернее, в Соликамском районе, эти породы замещаются в горизонтальном направлении толщей слоистых известняков с мощными, до 25 м, линзами известковистых песчаников и прослойками конгломератов. Мощность этой толщи, обозначаемой обычно знаком P_2^b , не менее 80 м; из ископаемых в ней встречаются антракозиды.

Нижне красноцветных пород и замещающих их известняков залегает весьма характерная толща плитчатых или, как говорят, плитняковых известняков и мергелей (P_2^c), которые внизу переходят в гипсоносные глины и мергели, покрывающие описанную выше соленосную свиту кунгурского яруса. Мощность плитняковой толщи не менее 50 м. Ископаемые в ней встречаются довольно часто и принадлежат различным представителям антракозид (*Palaeomutela*, *Nayadites*, *Oligodon*, *Ahihracoscia*) и ракообразным (*Estheria*, *Bairdia*). Толщу P_2^a можно условно сопоставлять с уфимскими слоями более южных районов.

Восточный склон Балтийского щита и северная часть Восточнорусской впадины

[41, 72, 132, 137, 139, 173, 241, 242, 485, 528, 575, 576, 577, 578, 579, 580, 581, 584, 593, 594, 595, 596, 597, 598, 603, 617, 618, 619,

620, 621, 623, 634, 643, 644, 655, 673, 682, 685, 1 612, 1 678, 1 739, 1 675, 1 657, 1 667].

Северные части платформы, вследствие их малой населенности, лесистости и болотистости, а также по мощному развитию четвертичных пород, представляют очень большие затруднения для геологических исследований. Поэтому пермские отложения, для понимания которых требуется детальное прослеживание смены одних фаций другими как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, остаются здесь еще очень мало изученными. Основные черты их строения были намечены, правда, очень давно, путешествиями Гревингга и Барбот-де-Марни, но взаимоотношения отдельных горизонтов и их возраст начинают выясняться лишь в последнее время работами Едемского, Люткевича и в особенности Лихарева.

Для понимания взаимоотношений развитых в рассматриваемой области пород необходимо учитывать, что слои образуют здесь весьма пологий синклинальный прогиб, который очень широк на юге и сильно суживается на севере. По восточной окраине этого прогиба слои имеют пологое падение на SW, а по западной на NE. Более древние слои пермских пород выходят на поверхность двумя постепенно сходящимися к северу полосами, одна из которых следует с юго-запада, от Череповца и Кириллова на северо-восток через верхнее течение Онеги на низовья Сев. Двины, Кулой и Мезени, а другая идет с юго-востока на северо-запад вдоль западного склона Тимана. Между этими полосами, в огромной области, входящей в бассейн верхнего течения Сев. Двины, Сухоны, Юга, Вычегды и верхней части бассейна Пинеги и Мезени, развиты лишь относительно молодые горизонты пермских пород.

Древнейшим горизонтом пермских отложений притиманской полосы до последнего времени считался, по указаниям Чернышева, доломиты с оригинальной фауной каменноугольного типа, развитые в верховьях Вычегды; по наблюдениям Лихарева [185], однако, породы эти относятся к нижнему карбону. Теперь пермские отложения на южном Тимане начинают с известняков, нередко оолитовых, и с доломитов, содержащих в себе довольно многочисленные ископаемые — *Productus timanicus* Stuck., *P. inflatus* Tschirn., *Derbya regularis* Waag., *Pseudomonotis speluncaria* Schloth., *Backewellia antiqua* Münster., *Geinitzella columnaris* Schloth. и др. [1 612]. Фауна указывает на принадлежность пород к артинскому ярусу. Среди известняков, разрезы которых достигают 40—50 м высоты, встречаются штокы гипсов, что сближает их с кунгурскими слоями.

Известняковая толща покрывается красноцветными породами — глинами, мергелями и песчаниками с редкими прослоями известняка, лишенного ископаемых. С удалением от Тимана эта нижняя красноцветная свита в свою очередь уходит под серые и желтовато-серые песчаники и глины, среди которых залегают прослои известняка; местами породы эти замещаются оолитовыми известняками. Из многочисленных ископаемых, встречающихся в этих породах, мы назовем *Spirifer schrenkii* Keys., *Sp. regulatus* Kut., *Productus cancrini* Vern., *Pr. ischeryschewi* Netsch., *Pr. hemisphaerium* Kut., *Strophalosia horrescens* Vern., *Spiriferina subcristata* Netsch., *Athyris roysiana* Keys., *Aviculopecten kokscharofi* Vern., *Pseudomonotis speluncaria* Schlth., *Modiolopsis pallasi* Vern., *Parallelodon kingianum* Vern., *Alloisma elegans* King, *Pleurophorus simplex* Keys., *Worthenia burtia-*

sorum G. o. l., *Geinitzella crassa* Lonsd., *G. columnaris* Schlth., *Polypora biarmica* Key s.

Фауна эта Нечаевым [634, 636] и другими считается почти тождественной с фауной спириферового горизонта казанского яруса юго-восточных частей плиты. Отличия сводятся к тому, что на севере некоторые из наиболее характерных и часто встречающихся видов юго-востока делают редкими или даже почти совсем исчезают и замещаются другими видами. Так, среди *Spirifer* характерный для юго-востока *Sp. rugulatus* отступает на второй план, и на его место является *Sp. schrenki*; вместо *Productus haemisphaerium* на севере господствует *Pr. ischernyschewi*. Из этого следует, между прочим, что красноцветная толща, подстилающая известняки, должна отвечать уфимскому ярусу Приуралья.

Еще в Притиманы, на р. Выми, выше пород только что описанной известково-глинисто-песчаной толщи с ископаемыми казанского яруса, опять появляются красноцветные песчано-глинисто-мергельные породы, которые, исходя из их положения, следует параллелизовать частью с верхними горизонтами казанских пород (пелециподовые слои), частью же с татарской свитой Восточнорусской впадины. Эта верхняя красноцветная свита весьма широко распространена на водораздельных пространствах Вычегды, Выми, Мезени, Вашки, Пинеги и Сев. Двины и распространяется отсюда в северную часть Подмосковной котловины в бассейн Малой Северной Двины, Юга, Сухоны, левых притоков Волги, а также в бассейн р. Костромы и, повидимому, Шексны и Мологи. Видимая мощность красноцветной свиты на р. Сухоне около 125 м, но в некоторых пунктах костромского Поволжья свиты были и до 170 м.

По наблюдениям Амалицкого и Лютневича, нижние горизонты красноцветной свиты по Северной Двине и Сухоне состоят, главным образом, из песков желтого и серого цвета, частью косвенно-слоистых, с прослоями и линзами конгломерата и красных глин; мощность более 25 м. Средние горизонты состоят из толщи (50 — 60 м) красных и серых мергелей с прослоями известняков, в которых местами встречается множество раковин антракозид. Наконец, верхние горизонты рассматриваемых образований, пользующиеся мировой известностью благодаря палеонтологическим находкам Амалицкого, состоят из краснобурых и полосатых мергелей и глин, среди которых залегают линзы песка и рыхлого песчаника с конкрециями более твердого песчаника, заключающими отдельные кости и целые скелеты рыб, амфибий и рептилий, а также раковины моллюсков, остатки рачков и растений.

Моллюски представлены исключительно антракозидами (*Palaeonodonta*, *Palaeomitella*, *Oligodon*, *Anthracomys*, *Anthracosia* и др.), характерными для татарских слоев Поволжья и для верхней перми Кару в Африке. Из ракообразных известны *Estheria* и *Cypris*. Главное внимание привлекают к себе позвоночные, представленные рыбами (*Palaeoniscidae*), амфибиями из группы *Stegoccephala* (*Dwino-saurus*) и равнообразными рептилиями: *Parasauridae*, характерные для нижней перми Кару, *Seymouridae* (*Kotlassia*), типичные для нижней перми Тексаса, *Gomphodontia* (*Dwinia*), характерные для триаса Кару, *Gorgonopsidae* (*Inostranzewia* и *Amalitzkia*) и др. Из растений Залесский указывает *Glossopteris*, *Phyllothea* и новые роды папоротников.

Песчаные линзы, из которых происходят эти фауна и флора, представляют осадки древних рек, в которых погребались попадавшие в реку трупы животных.

Породы, подстилающие описанную пермскую толщу у западной границы ее распространения, существенно отличаются от тех, которые мы видели в притиманской полосе. В низовьях Мезени, Кулой и в среднем течении Пинеги под красноцветной толщей залегают еще знакомые нам серые пески, песчаники, глины и известняки со *Spirifer schrenki*, ниже которых отчетливо обнаружена нижняя красноцветная толща. Под нею залегают оолитовые известняки, содержащие, по старым определениям, *Temnocheilus pernodosus*, *Tubercopleura kulogorae*, *Modiolopsis pallasi*, *Backwellia antiqua*, *B. ceratophaga*, *Dielasma elongata* и др. Ниже следуют гипсы с прослоями известняков и, наконец, сплошные

гипсы. Большая часть этих последних пород должна относиться к кунгурским слоям.

Иные соотношения мы видим в юго-западных частях рассматриваемой полосы, по Северной Двине, в бассейне Ваги и Сухоны. На Северной Двине в нижних частях развитой здесь красноцветной толщ появляются прослои известняков со *Schizodus rossicus*, *Macrodon kingianum*, *Productus cancrini*; ниже следует сплошная толща известняков, затем переслаивание гипсов с мергелями, известняками и песчаниками и, наконец, мощная толща гипсов. Ниже по течению реки после значительного перерыва в обнажениях выходят каменноугольные известняки; как совершается переход от гипсов к последним, остается неизвестным.

Буровые скважины на Сухоне в Тотме и соседних с нею местностях показали, что здесь в нижних частях красноцветной свиты появляются прослойки гипса. Ниже залегает толща чередующихся пластов гипса, известняка и мергеля с ископаемыми (до 100 м) и, наконец, сплошная толща известняков, которая выходит на поверхность в западных частях бассейна Ваги.

Кунгурские гипсы, которые мы видели на Кулое и Сев. Двине, продолжают, по видимому, и в рассматриваемую область, так как на водоразделе Ваги и Онеги широко распространены карстовые явления, и кое-где обнажаются гипсы и известняки, в которых укажутся даже нижнепермские ископаемые [619, 655].

Сравнивая этот разрез с тем, который имеется на Мезени и Пинеги, мы видим, что в юго-западных частях района изменяется состав казанских отложений, в которых глины, песчаники и мергели замещены известняками; кроме того, здесь отсутствуют, по видимому, породы нижней красноцветной толщ. Эти отличия заставляют Лихарева считать красноцветную толщу Сухоны и Ваги эквивалентной нижней красноцветной толще Мезени и Пинеги, и важские известняки сопоставлять с известняками, которые на севере подстилают эту нижнюю красноцветную свиту. Подтверждение своих взглядов Лихарев [618] видит в некоторых особенностях фауны известняков, обнажающихся в бассейне Ваги. В общем она очень близка к фауне казанского яруса, так как из 80 известных отсюда видов 69 встречаются в казанских слоях. «Следует отметить», — говорит Лихарев, — некоторое своеобразие важской фауны, особенно резко проявляющееся в развитии брахиопод; так, здесь нет ни одного из представителей крупных спириферов, обычных для нашего восточнорусского цехштейна, ни ряда свойственных последнему продуктусов из группы *Pr. haemisphaerium*; первый род представлен неизвестным на востоке *Spirifer vagenensis* sp. n., а второй, помимо обычного для пермских отложений *Productus cancrini* Verh., двумя оригинальными новыми видами; укажу также на чуждые казанскому ярусу *Camatophoria superstes* Verh. и *Dielasma kirillowensis* mihi. Среди пелеципод, обнаруживающих, как мы видели, наибольшее число общих форм, обращает внимание присутствие в важской фауне *Conocardium* sp. n.; представители этого рода до сих пор не известны в серой цехштейновой толще Приуралья».

Если мы вспомним, что в средних частях Восточнорусской впадины нижняя (уфимская) красноцветная толща также выклинивается с востока на запад, а песчано-глинистые породы казанского яруса в том же направлении замещаются известняками, то указанные литологические изменения можно признать совершенно нормальными. Что касается отличий фауны, то они отнюдь не таковы, чтобы исключать возможность сопоставления важских известняков с отложениями казанского яруса, как это и принималось Нечаевым.

Нам остается сказать несколько слов относительно пермских отложений области, расположенной между Уралом и Тиманом. В западной части ее, по левым притокам Печоры — Цыльме, Печорской Пижме и Нерице, на восточном склоне Тимана пермские слои имеют обычный для Приуралья характер; здесь развиты мергели, глины и песчаники, преимущественно красного цвета, лишенные ископаемых [139, 241, 242].

Совершенно иной состав имеют пермские образования на востоке, между хребтом Чернышева и Уралом [384, 542, 601, 138, 543, 588, 603, 1723, 1671]. Здесь над артинскими породами залегает мощная толща песков, песчаников, конгломератов, глин и глинистых сланцев, содержащих в себе остатки растений и слои угля, достигающие иногда 7 м толщины. Чернов считает, что часть указанных пород представляет отложения озерного типа, часть же является речными осадками. По-

крываются эти породы покровом базальта, время излияния которого не установлено.

Флора пермских отложений рассматриваемой области, по Залескому, очень сильно напоминает флору Гондваны; известные отсюда растения относятся к родам *Paracalamites*, *Lobatannularia*, *Pecopteris*, *Callipteris*, *Seniopteris*, *Odontopteris*, *Brongniartites*, *Psugmophyllum*, *Thamnopteris*, *Cordaites*, *Phyllothea*, *Noeggerathiopsis*, *Gangamopteris*, *Phylladoderma*, *Rhipidopsis*, *Bothrodendron*, *Gingkophyllum*, *Isiopteris*, *Petrsheria*, *Rossovites*, *Tschernowia*, *Acophyllum*, *Syniopteris*, *Eremopteris*, *Compsopteris*, *Samaropsis*, *Glottophyllum*, *Xyrophyllum*, *Dadoxylon*.

По Лебедеву [1 671], пермские образования Печорского края подразделяются на три свиты. «В нижней, мощностью 350 м, состоящей из сланцев, сменяющихся кверху грубозернистыми песчаниками, встречаются растительные отпечатки и окаменелые стволы деревьев. Средняя представлена песчаниками, глинистыми сланцами и имеет мощность около 55 м. Ей подчинены 5 пластов угля от 0,70 до 1,4 м толщиной. Надугленосная свита представлена песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и конгломератами и обладает мощностью до 2 000 м. Среди отложений этой свиты встречаются небольшие прослои угля».

Донецкий бассейн и Мангышлак

В Донецком бассейне к пермским образованиям относят обычно толщу красноцветных песчано-глинистых пород, покрывающих кунгурскую соленосную свиту и совершенно не охарактеризованных палеонтологически. По всей вероятности, мы имеем здесь дело с эквивалентами уфимской свиты.

На Мангышлаке к перми должна принадлежать нижняя часть пород, слагающих Кара-тау [582, 583]. Ваярунас [585] под сланцами, содержащими нижнетриасовую фауну, выделяет в Кара-тау красноцветную свиту. Сложена она «мощными песчаниками, конгломератами и мергелями с волноприбойными знаками, по преимуществу темного, вишнево-красного цвета с отдельными яркозелеными слоями. При мощности до 1 500 м эта толща пока остается совершенно немой». Легко видеть, что в литологическом отношении пермь Кара-тау очень близка к перми Приуралья.

ОЧЕРК ИСТОРИИ АНТРАКОЛИТОВОГО ПЕРИОДА

Движения земной коры. В области Русской платформы конец девона и начало антраколитового периода, именно век этрень и первая половина турнейского, ознаменовались небольшим погружением, благодаря которому в Подмосковной котловине верхнедевонские соленосные отложения сменились нормальными морскими осадками, на южном склоне Воронежского массива малевко-муравнинские породы начали отлагаться непосредственно на поверхности докембрийских образований, а в Донецком бассейне несогласно перекрыли континентальные девонские породы. Такие же незначительные опускания или стационарное состояние дна бассейна имели место в районе западного склона Урала и южных дуг Тянь-шаня, в большей части Складчатой страны Казакстана, в Алтае и в районе Кузнецкой котловины.

Иного характера движения имели, повидимому, место на восточном склоне Урала и в прилегающих к нему с востока местностях в районе Тарбагатай, Монрака, Саура, т. е. в юго-восточных частях современной Казакской складчатой страны и, повидимому, в северных дугах Тянь-шаня.

Мы видели выше, что в области восточного склона Урала в конце девона произошли поднятия, о которых мы судим по появлению в верхнем девоне грубых конгломератов с гальками и валунами более древних девонских пород и по присутствию здесь многочисленных остатков растений. Главные поднятия имели, повидимому, место в пределах прилегающих к Уралу частей Западносибирской низменности, откуда и поступал в область восточного склона хребта обломочный материал.

Такие же условия продолжали существовать в рассматриваемой области и в турнейское время. По временам значительные участки восточного склона хребта превращались в сушу, на которой происходили процессы углеобразования, но это состояние было неустойчивым, и спустя относительно короткое время страна вновь заливалась морем.

На аналогичные поднятия указывают конгломераты, песчаники и слои с растениями, слагающие нижние горизонты каменноугольных отложений юго-восточных частей Казакской складчатой страны. Континентальные породы отлагаются в начале каменноугольного периода и в области северного Тянь-шаня.

Существенно меняется картина в конце турнейской эпохи. Распространяясь из отмеченных сейчас центров, поднятия к этому времени охватывают значительную северную часть западного склона Урала и почти всю Восточноевропейскую плиту (рис. 18). Открытое море занимает в конце турнейской эпохи район Донецкого бассейна, южных частей Восточнорусской впадины и западного склона Урала и южных дуг Тянь-шаня; в районе Казакской складчатой страны кое-где приподнимаются острова, на которых идут процессы углеобразования. В приподнявшихся над уровнем моря частях страны на огромных пространствах развиваются плоские болотистые равнины, на которых происходит накопление растительного материала, давшего начало углям. Большая мощность угленосной свиты на восточном склоне Урала и слагающие ее песчаники и конгломераты показывают, однако, что наряду с такими равнинами существовали и обширные возвышенные участки, энергично размывавшиеся.

Следы эрозии можно находить даже в области плиты. Так, в Подмосковном бассейне продуктивная свита залегает на неровной, размытой поверхности более древних каменноугольных пород; для западного склона Урала имеются многочисленные указания на то, что угленосная толща налегает местами непосредственно на девонские породы.

Для Русской плиты, а также для западных и юго-западных окраин Урало-Сибирской геосинклинальной области верхнетурнейские поднятия были лишь преходящим явлением и не прекратили того общего процесса опускания, который начался в среднедевонское время. Продолжение этих опусканий ярко чувствуется в визейский век.

В визейскую эпоху болотистые равнины Подмосковной котловины покрываются морем (рис. 19), которое на севере начинает продвигаться в область восточного склона Балтийского щита, куда, как мы знаем, море девонского периода не заходило.

Те же опускания имеют место и в геосинклинальных областях.

В северных частях западного склона Урала, а также на его восточном склоне поверх пород угленосной свиты начинается отложение известняков с *Productus giganteus*. В Тянь-шане море распространяется в область северных дуг, отлагая здесь те же известняки.

Чрезвычайно интересные изменения происходят в конце визейской эпохи в области Донецкого бассейна. Донецкая впадина во вторую по-

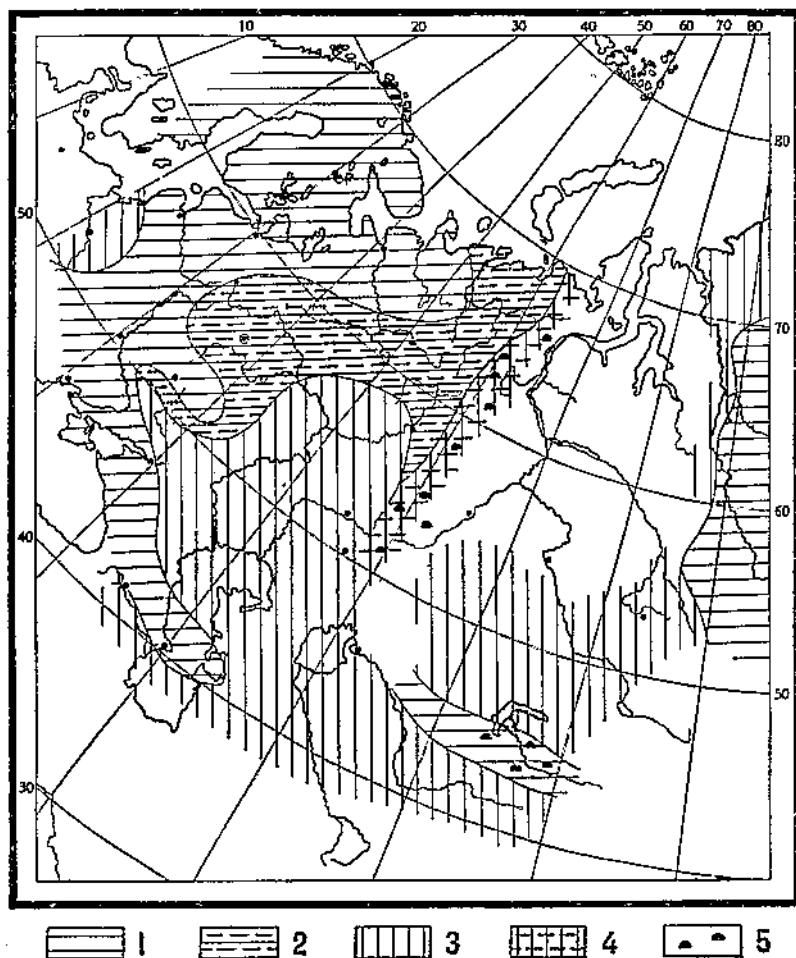


Рис. 18. Палеогеографическая карта верхнетурнейской эпохи.

1—суша, 2—область отложения угленосных пород, 3—море, 4—область отложения морских и угленосных пород на восточном склоне Урала, 5—вулканы.

ловину визейской эпохи превращается в геосинклиналь с медленно прогибающимся дном, накапливающую колоссальные толщи обломочных отложений. Областью питания Донецкой геосинклинали могла быть только возвышенная горная страна, располагавшаяся к югу от нее и сложенная кристаллическими породами. Частично таковою мог быть Азовско-Подольский кристаллический массив, но весьма вероятным представляется также и то, что к югу от последнего, на месте современной Причерномор-

ской впадины и Таврических гор, располагалась высокая, древняя, вероятно, каледонская горная страна, откуда в Донецкий бассейн и поступала главная масса обломочного материала. Следы этой опустившейся теперь горной страны являются, повидимому, те кристаллические сланцы, граниты и другие древние изверженные породы, глыбы которых нередко попадают в конгломератах мезозоя на северном склоне

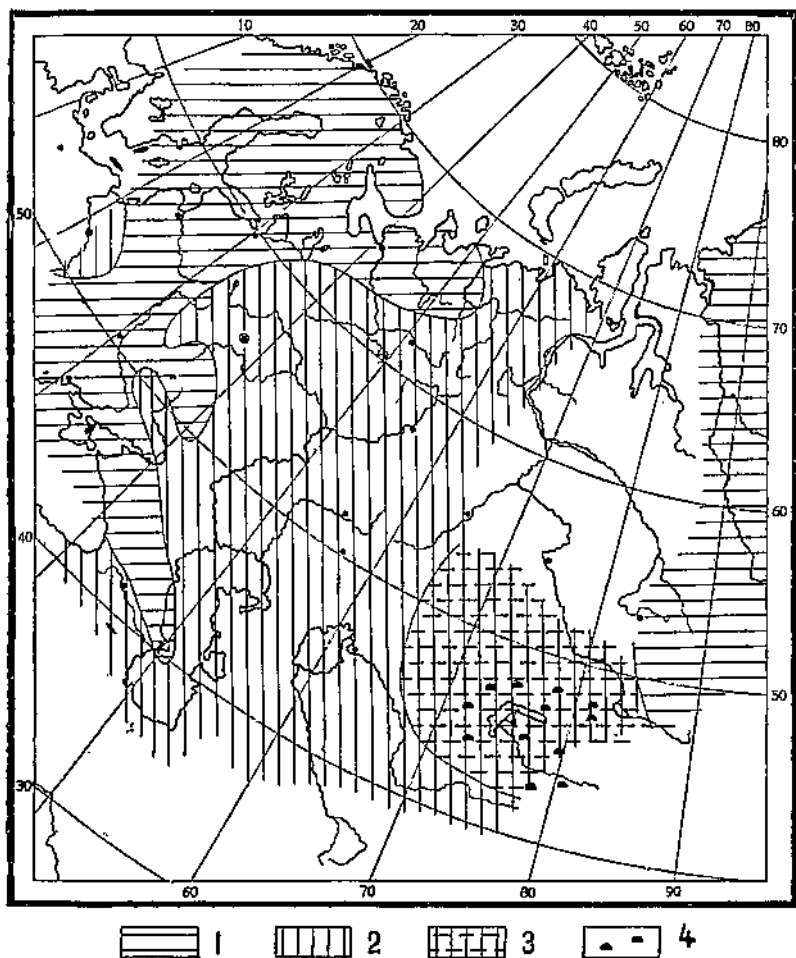


Рис. 19. Палеогеографическая карта визейской (алексинской) эпохи.

1—суша, 2—море, 3—область отложения частично морских, частично угленосных осадков, 4—вулканы.

Крымских гор [589]. С севера, из области Воронежского кристаллического массива обломочный материал поступать не мог в силу того, что район этот в рассматриваемую эпоху был полузатоплен морем.

Иную картину наблюдаем мы в визейскую эпоху в средних и восточных частях Урало-Сибирской страны. Поверх морских турнефских отложений здесь начинается накопление континентальных угленосных осадков. Очень большая мощность континентальных пород в Караган-

динском и других каменноугольных бассейнах северо-восточного Казахстана и Кузнецкого бассейна показывает, что отдельные участки этой области испытывали длительные прогибания. По соседству с этими областями опускания, судя по мощности заполняющих бассейны пород, располагались, как это уже неоднократно говорилось в предыдущем, крупные возвышенности, подвергавшиеся размыву. По характеру рельефа рассматриваемая область могла напоминать горную страну типа Тянь-шаня с высокими горными хребтами и обширными впадинами, в которых накапливались продукты разрушения этих хребтов.

На границе нижнего и среднего карбона на восточном склоне Урала происходят значительные поднятия, обнажающие нижнекаменноугольные известняки, которые энергично размываются, доставляя материал для образования конгломератов среднего карбона. Значение этих поднятий в истории Урала, нам кажется, еще недостаточно оценено. Принято считать, что они на западный склон хребта не распространялись. Между тем в связи с ними наверное стоит образование песчаников и других обломочных пород, которые были обнаружены недавно в среднем карбоне в бассейне р. Чусовой. Даже в пределах платформы можно найти следы рассматриваемых поднятий в виде того замечательного горизонта красных глин и песчаников, который располагается в основании среднекаменноугольных известняков в пределах всей Подмосковной котловины и бурением был обнаружен значительно восточнее, в Пензе [27]. Часть геологов, как известно, считает красные глины и песчаники образованием континентальным.

В районе Самарской луки поднятия проявились в образовании конгломератов и брекчий, которые здесь были обнаружены на границе нижнего и среднего отделов системы при бурении на нефть.

Очень крупную роль сыграли послевизейские поднятия в истории геосинклинальных областей, располагавшихся западнее Русской платформы; по окончании визейской эпохи, как известно, море покинуло эту область, и в ней началось накопление пород угленосных отложений вестфальского и стефанского ярусов. Начиная со среднего карбона, Западная Европа приобретает тот характер, какой восточные части Урало-Сибирской геосинклинальной области получили еще во второй половине визейской эпохи.

В пределах Восточноевропейской плиты и в ближайших к ней с востока и юга участках геосинклинальных областей послевизейские поднятия, как и предшествовавшие верхнетурейские, лишь на короткий срок приостановили трансгрессию.

Плита в среднекаменноугольное время продолжает испытывать погружение; это видно из того факта, что море распространяется на весь восточный склон Балтийского щита и на Тиман и остается в этой области до конца антрацитового периода (рис. 20).

На восточном склоне Урала конгломераты скоро сменяются мергелями и песчаниками, а на западном продолжают отлагаться известняки. В области северных дуг Тянь-шаня, в Донецком бассейне и на южном склоне Воронежского массива в общем продолжают сохраняться те же условия, которые установились здесь в конце визейской эпохи.

Главный Кавказский хребет, который в течение если не всего, то по крайней мере большей части девонского периода и нижнекаменноугольной эпохи представлял возвышенную горную страну, превращается в плоскую низину, на которой происходит накопление угленосных осадков.

Гораздо более крупные события совершаются на границе московского и уральского отделов антраколитового периода.

Восточный склон Урала в эту эпоху окончательно выходит из-под уровня моря, и возможно, что здесь именно на верхний карбон падает главная фаза складчатости варисийского цикла. Смена известняков обломочными породами в артинских слоях западного склона хребта и наблюдающееся местами несогласное налегание артинских отложений на более древние породы в связи с нахождением в артинских конгло-

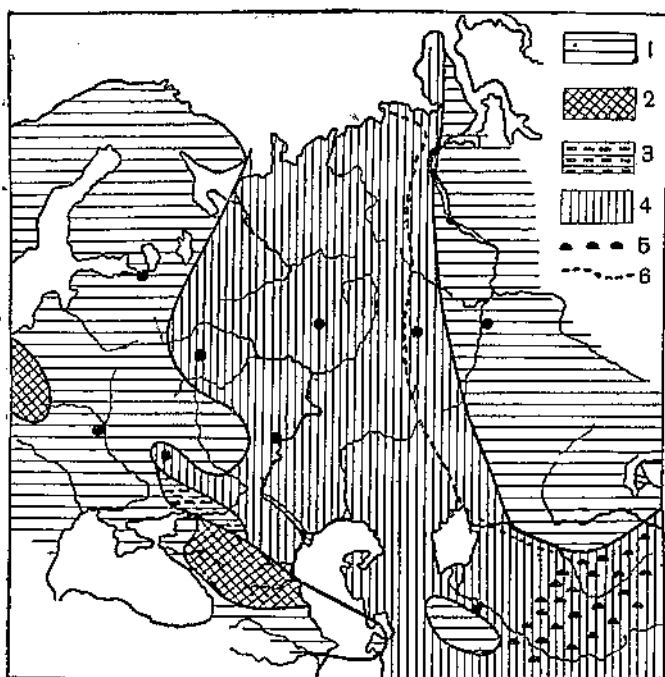


Рис. 20. Палеогеографическая карта среднекаменноугольной и верхнекаменноугольной эпох.

1—суша, 2—озерные и болотные отложения, 3—угленосная фация Донецкого бассейна, 4—море, 5—вулканы, 6—восточная граница верхнекаменноугольного бассейна.

мератах галек кристаллических сланцев, девонских пород и гранитов показывает, что дислокации охватили весь Урал. В северном Тянь-шане в ряде пунктов также наблюдается несогласное налегание верхнего карбона на средний, указывающее на постмосковскую фазу дислокации.

Аналогичные движения происходят, повидимому, дважды в области современного Кавказского хребта, где красноцветные породы верхнего карбона налегают на размытую поверхность продуктивных отложений среднего отдела системы и в свою очередь насогласно покрываются известняками с *Palaeofusulina*. В южном Тянь-шане и в Памиро-Алайской горной системе в верхнем карбоне резко изменяется характер пород, и на смену известнякам здесь начинает формироваться мощная конгломерато-сланцево-вулканическая свита. Быть может, складчатость после-

московской фазы имела место в Памиро-Алайской системе, где верхнекаменноугольные породы налегают во многих случаях прямо на силур и более древние образования при наличии в других местах нижнекаменноугольных отложений. Такие соотношения можно объяснить поднятиями, за которыми следовало абрадирование нижнекаменноугольных и девонских пород при последующей трансгрессии верхнепалеозойского бассейна.

На плите, в области Подмосковной котловины, в верхнем карбоне также начинают ощущаться поднятия и отрицательное движение береговой линии, так как в ижельских породах значительную роль играют глины, частью песчаные, и даже пески. В Кудинове, к востоку от Москвы на границе известняков и глины был встречен даже гумусовый слой, по всем признакам напоминающий почву [440].

Кунгурский век на Урале, как это можно видеть из смеси обломочных пород известняками и доломитами, был эпохой опусканий; возможно, что к этому же времени относится трансгрессия моря на Кавказе, где поверх континентальных пород стали отлагаться известняки. За этими опусканиями вновь последовали складчатость и поднятия, что вытекает из энергичных дислокаций артинских пород и вторичного появления в уфимских отложениях конгломератов из древних пород Урала.

Так как пермские отложения в Главном Кавказском хребте отсутствуют, и на артинские известняки непосредственно с угловым несогласием, налегают нижнетриасовые породы, мы вправе полагать, что приблизительно в уфимское время здесь имела место вторая фаза складчатости.

В Донецком бассейне пермские породы конца антраколита залегают вполне согласно с каменноугольными, причем мощность их достигает, вероятно, 2 500 м; из этого приходится сделать вывод, что здесь еще продолжалось углубление геосинклинального прогиба. Горнообразовательные движения имели место в Донецко-Мангышлакской геосинклинали, повидимому, только в триасе.

Для средних и восточных частей Урало-Сибирской складчатой страны у нас не имеется данных, которые бы указывали на энергичную складчатость в конце антраколита. Имеются указания на легкое угловое несогласие в основании пермских пород в Казакской складчатой стране, на конгломераты в основании угленосной свиты Минусинской котловины, но в Кузнецком бассейне следов этих движений, повидимому, нет. Весьма неясным представляется также вопрос о дислокациях конца антраколита в Тянь-шане. Учитывая, что здесь нижнеюрские отложения налегают на палеозой несогласно, а триас отсутствует, можно утверждать, что в конце нижнепермского времени на месте Урало-Тяньшаньской геосинклинали возникла гигантская горная дуга, начинавшаяся на севере складками Новой Земли и на юге заканчивавшаяся хребтами Тянь-шаня; эта система горных сооружений служила западной окраиной огромного сибирского континента.

В пределах докембрийской плиты дислокации конца антраколита подметить трудно. По Нечаеву и Нонинскому [1 689], в верховьях Сока и Черемшана и также близ устья р. Ижа пермские породы налегают на верхнекаменноугольные или артинские известняки без посредства соленосной кунгурской толщи. Из этого делалось заключение [1, 29, 1 689], что в конце карбона в Заволжье возникла длинная полоса суши, явившаяся зачатком Главного большого вала плиты. В настоящее время,

когда выяснилась трудность различения горизонтов среди верхнеантрацитовых отложений, приходится признать, что предположение это является не вполне еще обоснованным.

Так как во всех остальных случаях (Самарская лука, Окско-Пнинский вал) последовательность напластования является совершенно нормальной, я думаю, что валы Восточнорусской впадины поднятий в верхнем антраците не испытаны.

В пределах Восточнорусской впадины и на восточном склоне Балтийского щита поднятия отчетливо проявляются в уфимский век, т. е. одновременно с повторными поднятиями Урала и Кавказа. Приподнимается восточная, приуральская полоса впадины, на которой происходит отложение континентальных и красноцветных пород уфимской свиты. В западных частях впадины и в области между Северной Двиной и Онегой, где уфимские породы отсутствуют, в эту эпоху, по всей вероятности, сохранялся узкий пролив, в котором отлагались верхние части гипсово-доломитовой толщи (рис. 23 на стр. 210).

В казанский век поднятия сменяются в пределах Восточнорусской впадины опусканиями, обуславливающими трансгрессию нижнеказанского синриферового моря. У нас нет никаких указаний на то, чтобы эти опускания распространялись на Урало-Тяньшаньскую или Крымско-Кавказскую геосинклинали, но они ярко чувствуются в области западноевропейских варисцических горных сооружений (рис. 24 на стр. 213).

Мы видели в предыдущей главе, что после горообразовательных движений каменноугольного периода вся средняя Европа была приподнята выше уровня моря, и здесь в понижениях тектонического рельефа в нижнепермскую эпоху происходило накопление красных континентальных песчаников, глин, конгломератов и пр., вполне аналогичных и по составу и по способу образования нашим уфимским слоям. В верхней перми вновь отчетливо вырисовывается Среднеевропейская впадина, в которую проникает цехштейновое море, захватывающее на юге и окраины древних массивов. Крайние восточные выходы цехштейна расположены к югу от Рижского залива, в бассейне р. Випдавы. Очень большой интерес представляет вопрос об отношении цехштейнового бассейна Германии к казанскому морю Восточнорусской впадины. Сходство фауны цехштейна с фауной казанского яруса заставляет западноевропейских геологов думать, что между бассейнами Среднеевропейской и Восточнорусской впадин существовала непосредственная связь через Полесский вал и Подмосковную впадину [668]. «Происхождение этого моря менее ясно, — говорит Бубнов [25], — но все же арктические элементы в фауне цехштейна и прежде всего ее отношение к казанскому ярусу России указывают на то, что трансгрессия шла с востока. Таким образом, на короткое время был затоплен Скифский вал, который, впрочем, скоро выступил на поверхность. В цехштейновое время, таким образом, в третий раз (нижний силур, средний девон, пермь) произошло затопление всей центральной Европы до Урала».

На карте Бубнова цехштейновый бассейн изображен как залив казанского моря, слепо оканчивающийся на западе у берегов Англии. В русской геологической литературе такая связь этих бассейнов отрицается, и сходство их фаун объясняется тем, что оба они были связаны с Полярным океаном. Примыкая к этой последней точке зрения, мы не можем, однако, не отметить, что для окончательного разрешения вопроса необходимо было бы произвести детальное сравнительное изучение тех

ископаемых, которые считаются общими для Восточной и Западной Европы. Такая работа до сих пор остается еще не выполненной.

Во вторую половину казанского века Восточноевропейская плита начинает освобождаться из-под морского покрова. Учитывая то обстоятельство, что пеллециподовые слои, повидимому, отсутствуют в бассейне Ледовитого океана, мы полагаем, что процесс этот начался поднятием восточного склона Балтийского щита. Море при этом отеснено было целиком в пределы Восточнорусской впадины и здесь медленно сокращало свои размеры, постепенно отступая все дальше и дальше к югу.

В эпоху отложения пород татарской свиты Восточноевропейская платформа находилась выше уровня моря. Это время, однако, нельзя рассматривать как эпоху, в которую прекратилось углубление Восточнорусской впадины. Принимая во внимание, что мощность пород татарской свиты в более северных частях впадины достигает 300 — 450 м, мы должны принять, что на соответствующую величину земная кора здесь прогнулась (рис. 26 на стр. 214).

Вулканическая деятельность. Переходя к общему обзору вулканической деятельности, прежде всего следует резко подчеркнуть те различия, которые существуют в отношении проявлений вулканизма между докембрийской Восточноевропейской плитой и геосинклинальными областями.

В области развития каменноугольных отложений мы нигде на плите не видим синхронных им изверженных пород. Вероятным является варисцийский возраст некоторых из молодых изверженных пород Азовско-Подольского докембрийского массива и особенно Кольского полуострова. В последней области и к эпохе варисцийской складчатости принято относить интрузии щелочных пород [1 491, 1 479, 1 713, 1 467, 1 462, 1 463]. Сюда относятся, во-первых, многочисленные дайки щелочных сиецитов, нефелиновых сиецитов, тингуита, нефелинового порфирита и др., которые приурочены к трещинам, обусловленным давлением, шедшим с севера или северо-запада. Вторая группа интрузивных тел, имеющих значительные размеры, приурочена к разрывам NW и NNW направления, расположенным в средней полосе полуострова. К последним принадлежит замечательный массив нефелиновых сиецитов Хибин. По Полканову [1 491], интрузии начались внедрением магмы, «давшей комплекс пород пироксенит-габбро-анортозита и бжерита-пуласкит-лаурвикита, или короче, комплекс габбро-щелочных сиецитов; за ней последовали интрузии нефелиновых сиецитов и щелочных гранитов».

Совершенно иную картину представляют геосинклинальные области, в которых вулканическая деятельность в течение каменноугольного периода была весьма напряженной и многообразной. Она одинаково резко проявлялась как восточнее Русской плиты, так и западнее, в пределах Западной Европы, где изверженные породы этого возраста уже прекрасно изучены. «В нижнем карбоне, — говорит Бубнов [15], — Англия и особенно Шотландия являются ареной значительных извержений, следы которых еще прекрасно сохранились. В то же самое время в пределах Среднеевропейской впадины происходят огромные подводные излияния диабазов. В области будущих варисцийских горных сооружений (Бретань, Центральное плато, Вогезы, Шварцвальд, Богемский массив) начинаются гранодиоритовые интрузии, которые затем, в верхнем карбоне, делаются особенно интенсивными. Повидимому, они особенно мощно развиваются по границе древних ядер с вновь возникающими

складками и уменьшаются по направлению к внешнему краю гор. Рука об руку с интрузиями и горообразованием идет метаморфизм, интенсивность которого подвержена значительным местным колебаниям и который едва ли где-нибудь достигает размеров более древнего, каледонского».

Изучение вулканической деятельности в геосинклинальных областях, окаймляющих Восточноевропейскую плиту с востока и юга, сильно облегчается недавними сводками Герасимова [361, 450], Заварицкого [368, 179], Высотского [168] и Николаева [342, 324], Нехорошева [1 485, 1 687] и Усова [1 624]. Среди продуктов вулканической деятельности каменноугольного периода широко распространены не только эффузивные, но и интрузивные породы. Эффузивные образования известны во всех почти горных хребтах, где развиты каменноугольные породы. На Урале эффузивная деятельность сосредоточивается, как и в девоне, на восточном склоне хребта. Здесь в турнейский век наблюдается значительное оживление эффузивных процессов, полужатухиних в конце верхнего девона. Продуктами извержений частью являются основные породы — диабазы и диабазовые порфиристы, но наиболее характерными для эпохи отложения пород угленосной свиты являются излияния порфиров, которые в литературе обычно называются альбитофирами и кератофирами. Преобладают породы липаритовой магмы, и лишь значительно реже встречаются порфиры трахитовой магмы, приближающиеся иногда и к трахиандезитам. Извержением порфиров заканчивается тот чрезвычайно длительный период эффузивной деятельности, который начался на Урале в верхнем силуре. Легко видеть, что к концу его состав излияний меняется, и породы основной магмы заменяются кислыми.

В визейский век эффузивная деятельность на Урале замирает, причем принято думать, что сколько-нибудь значительных более поздних излияний здесь вообще не происходило. Такой взгляд едва ли можно считать правильным, так как на Южном Урале известны порфириты и их туфы, покрывающие порфиры, а также дайки оливковых диабазов, секущие порфиры; для Исетско-Пышминского района Карпинский [431, 473] указывает на своих профилях дайки диабазов и порфиритов, секущие не только визейские, но и среднекаменноугольные породы. Следует, наконец, упомянуть о непроверенном, правда, указании Зенченко и Фредерикса [464] на присутствие туфового материала в основании среднего карбона на р. Чусовой. Все это говорит, повидимому, за то, что эффузивная деятельность возобновлялась еще в более позднюю эпоху, но продукты этих новейших излияний в настоящее время почти нацело уничтожены эрозией. К значению этого явления мы вернемся позднее.

Неизмеримо более интенсивной была эффузивная вулканическая деятельность в северных дугах Тянь-шаня. Здесь излияние кератофировых и андезинофировых лав имели место не только в турнейское время, но после более или менее продолжительных перерывов возобновлялись в визейский век, а также в средне- и, может быть, в верхнекаменноугольное время. С юга и с севера к северным дугам Тянь-шаня примыкают области, в которых эффузивная деятельность отсутствовала в турнейское время, но весьма энергично проявлялась в визейский век и всю вторую половину антрацитового периода (Прибалхашье, Тарбагатай, Калбинский хребет) или же только в самом конце его в верхнем карбоне (южные дуги Тянь-шаня). В Рудном Алтае вулканы действо-

вали местами весьма энергично в начале турнейского века и в конце каменноугольного времени. В средних и северных частях складчатой страны Казакстана в течение всего антрацитового периода вулканических излияний не происходило. За последнее время стали известны следы достаточно энергичной вулканической деятельности также в карбоне Кавказа. Излияния порфиритов и кварцевых порфиров имели место здесь в начале и в конце эпохи отложения продуктивной свиты.

По затухании эффузивной деятельности на Урале начинается эпоха огромных интрузий, образование которых, судя по отношениям интрузивных пород к девонским и нижнекаменноугольным образованиям, падает на средний и верхний карбон.

Отсутствие в области развития верхнепалеозойских интрузий пород пермского возраста не позволяет с уверенностью решить, продолжалось ли их образование в пермское время. Нахождение галек гранитов в артинских конгломератах западного склона Урала скорее говорит за то, что к этому времени интрузии уже были закончены и граниты были приподняты на поверхность. Начались интрузии, приуроченные почти исключительно к восточному склону хребта, с внедрения огромных масс габбро-перидотито-пироксенитовой магмы, давшей начало широкой полосе габбро и сопровождающих их пироксенитов, перидотитов и дунитов, которая протягивается вдоль восточного склона Северного и Среднего Урала. «После возникновения пород габбро-перидотитовой формации, — говорит Высоцкий [168], — следовала интрузия пород более уже, сравнительно, кислого состава: авгитовых диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, сиенито-диоритов и сиенитов с их жильными свитами. В северной половине Урала выходы этих пород образуют полосу, тесно приуроченную к восточной окраине гряды пород габбро-перидотитовой формации». «В конце верхнего карбона — эпоха главной уральской складчатости — интрузии глубинных пород достигли максимального развития и представлены были гранитами; в результате возник целый ряд гранитных массивов, протягивающихся вдоль всего восточного склона Урала и продолжающихся, очевидно, далеко на восток под третичными и мезозойскими образованиями». К этой последней эпохе интрузий относится и образование нефелиновых сиенитов (мнэскинтов) Ильменских и Висневых гор.

Чрезвычайно широко распространены верхнепалеозойские интрузии в северо-восточном Казакстане, но для этой области начало интрузивных процессов определить очень трудно. В средних и северных частях складчатой страны Казакстана интрузивные тела прорывают каменноугольные породы, но на юго-востоке, в Сауре, они дают активные контакты и с пермскими образованиями. Исходя из этого, можно было бы сделать заключение, что интрузивная деятельность целиком относится к перми, но наличие несомненно разновозрастных интрузий заставляет более осторожно относиться к этому вопросу. Не исключена возможность, что часть интрузий относится к верхнему карбону, часть же принадлежит к перми или даже триасу. К вопросу этому нам еще придется вернуться в дальнейшем.

«Для центральных частей Казакстана, — говорит Кассия [1474], — выяснено, что было несколько фаз интрузий; именно, первыми поднялись гранодиориты и кварцевые диориты; они сменяются биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами; последняя фаза интрузии представлена светлыми или розовыми, малослюдистыми или бесслюдистыми аляскидовыми гранитами; извержение последних гранитов отделено некоторым промежуточным временем, в который во

в любом случае биотитовые граниты уже затвердели. Но интрузии красных гранитов произошли ранее больших дислокаций разрывного характера, с большими перемещениями, которые констатированы во многих частях Киргизских степей; эти тектонические движения, в свою очередь, были ранее отложения среднеюрских осадков, которые в этих дислокациях не принимают участия. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты сопровождали одну из последних тектонических фаз варисийской эры; они обычно имеют хорошо развитую пластовую отдельность и ряд других плоскостей отдельности, образование которых связано с значительными боковыми давлениями. Что касается аляскитовых гранитов, то их образование, как это будет выяснено в дальнейшем, может быть связано уже с первыми фазами киммерийского тектонического периода.

Интрузии верхнепалеозойского возраста сопровождаются в контактовых частях разного рода гранит-сienит-порфирами, диорит и монзонит-порфиритами, пересекаются аплито-пегматитовыми, лампрофировыми и диабазовыми дайками, кварцевыми, баритовыми, флюоритовыми жилами. В сравнительно редких случаях, в районе развития основных поверженных пород, встречаются, наконец, небольшие интрузивы щелочных пород (анортитовые граниты, содалитовые сиениты и др.).

На Алтае весьма широким распространением пользуются гранитные и порфировые интрузии [1 705], время образования которых остается не совсем ясным [1 482, 1 483, 1 485, 1 687]. В Рудном Алтае граниты прорывают верхнепалеозойские вулканогенные образования, в северо-восточных же частях Горного Алтая их гальки встречаются в конгломератах пермских угленосных отложений. Весьма возможно, что мы имеем здесь интрузии разного возраста, и часть их происходила еще в карбоне, часть же относится к концу перми или даже к древнекиммерийской фазе складчатости.

В пределах Тянь-шаня интрузии основных пород каменноугольного времени неизвестны, но гранитные пользуются широким распространением, причем существуют указания на то, что интрузии эти происходили в несколько приемов; часть их относится, несомненно, уже к перми.

«В Чу-Илийских горах, — говорит Николаев [324], — различаются биотит-роговообманковые гранодиориты и более поздние красные биотитовые граниты и гранит-аплиты (Терлецкий, Преображенский); в хребтах Илийской котловины биотит-роговообманковые, преимущественно серые граниты, прорывающие средний карбон, предшествуют красным (аляскитовым) гранитам, предположительно пермским (Кассин). В массиве южного Муарта серые, биотитовые грубозернистые граниты предшествуют светлым аплитовым гранитам (Keidel). Для западной части Иссык-куля различаются интрузии гранитов среднекарбонного возраста и более поздние, сиенитового характера интрузии в самом конце палеозоя (Наливкин). Трудно сказать как для этих районов, так и для многих других, насколько справедливо предположение о довольно значительных интервалах времени между интрузиями. Нельзя забывать о возможности интрузий, следующих через короткие интервалы и образующих генетически связанный «плутонический комплекс» (Harker). За исключением последнего примера, такого рода генетическая связь поддается кислому аплитовидному составом новых интрузий».

Кроме названных, к варисийскому вулканическому циклу Николаев относит еще следующие интрузии гранито-диоритовых пород: «В Центральной Тянь-шане, на меридиане Хан-Тенгри и восточнее к ним принадлежат граниты внутренних цепей в противоположность гранитам «внешних» цепей, каледонским (Keidel). Интрузии гранитов Кетменского хребта, интрузии Джунгарского Ала-тау (не все), часть интрузий Западного Ала-тау (восточный склон), частично интрузии Чу-Илийских гор и некоторые в западной окраине Иссык-куля тоже герцинские. Дальше к западу только в гранито-диоритовом массиве Маниса в Таласском Ала-тау мы имеем не внушающую сомнений интрузию второго цикла и еще западнее и юго-западнее — мощные гранитные поля западных отрогов Таласского и Чаткальского хребтов».

На Кавказе также имеются, по видимому, интрузии каменноугольного времени. Сюда могут относиться довольно многочисленные выходы.

змеевиков и пироксенитов во многих пупках Северного Кавказа на пространстве между р. Белой на западе и р. Малкой на востоке. Интрузии эти подчинены в огромном большинстве случаев нижнепалеозойским метаморфическим породам [505, 506 и др.], но Агалин [153] наблюдал шток змеевиков и в каменноугольных породах, что делает вполне вероятным принадлежность их к карбону.

К тому же возрасту относятся, повидному, змеевики Дзырульского массива в Закавказье, где они прорывают древнепалеозойские породы [1 590].

Крайне скудны наши сведения относительно проявлений вулканизма в пермское время. Весьма напряженной была вулканическая деятельность в горных сооружениях Западной Европы, где ее ставят в связь с образованием многочисленных мощных сбросов. В нашей области излияния базальтов, сопровождавшиеся накоплением туфового материала, имели место в Кузнецком бассейне. Весьма вероятно, что частично к пермскому времени относится образование изверженных пород верхнего палеозоя южного Казахстана, Тянь-шаня и Памиро-Алайской области.

Изучение вулканической деятельности антраколитового периода позволяет с большими подробностями уяснить связь между различными проявлениями вулканизма и движениями земной коры, нежели это можно было сделать для более древних периодов. Мы видим, что на Урале, где возраст извержений наилучше известен, эффузивная деятельность затухает с наступлением визейской эпохи, т. е. незадолго до начала поднятий, которые имели место в конце визейского времени на восточном склоне хребта. Здесь мы видим повторение, но в более резкой форме того, что имело место в конце девона, когда эффузивная деятельность значительно ослабела в связи с происходившими тогда поднятиями. Так как послевизейские поднятия находятся в очевидной связи с началом главных фаз варисийской складчатости, т. е. с наибольшим сжатием геосинклинальных областей, то мы в рассматриваемом явлении можем видеть полное подтверждение правильности тех выводов о причинах прекращения эффузий, которые были сделаны в предыдущей главе: эффузивная деятельность, обуславливаемая наличием в земной коре растягивающих напряжений, прекращается в моменты, когда эти напряжения сменяются противоположными, сжимающими.

Смена эффузий в среднем и верхнем карбоне интрузиями показывает, что образование последних находится в тесной связи со складчатостью и должно зависеть от сжатия. Таким образом, интрузии являются тем видом вулканизма, который требует для своего проявления динамических условий, диаметрально противоположных условиям эффузивной деятельности.

Мы уже отмечали, что на Урале существуют следы эффузий послесреднекаменноугольного возраста. Геологическое значение этих явлений, которые происходили, повидному, уже после эпохи интрузий, остается пока неясным. Характерно, что эти излияния имели уже не кислый, как в конце девонско-каменноугольного эффузивного периода, а основной характер. Весьма вероятно, что аналогами их являются на Кавказе порфириновые излияния, приуроченные к верхним горизонтам карбона. Возможно, что в Средней Азии такие послепермские излияния распространены очень широко.

Особо нужно выделить вопрос относительно эффузивной деятель-

ности, которая имела место на огромной площади юга Казакских степей, Рудного Алтая, Тянь-шаня и Памиро-Алайской системы в среднем и верхнем карбоне и перми. Быть может, мы здесь имеем уже самостоятельный вулканический цикл, который заканчивается только с древнекаменноугольными горообразовательными движениями.

Внедрение пегматитовых масс, происходившее во второй половине каменноугольного периода во всех геосинклинальных областях, имело своим следствием глубокий метаморфизм всех соприкасавшихся с пегматитовыми телами более древних пород. Метаморфизм этот еще усиливался и усложнялся динамометаморфизмом, развивавшимся под влиянием горообразующих давлений; так как последние продолжались и после образования пегматитов, в нижнепермское время, то динамометаморфизму подверглись и сами глубинные породы. Процессы метаморфизма с одинаковой силой проявлялись, вероятно, и на Урале и в южных дугах Тянь-шаня и, быть может, в Памирской горной системе, но удовлетворительно изучены они лишь на Урале. Не имея возможности останавливаться на этих явлениях подробно, мы лишь в нескольких словах коснемся метаморфических процессов варисийского времени на Урале.

С гранитными пегматитами и динамометаморфизмом связано прежде всего превращение огромных толщ древнепалеозойских осадочных и изверженных пород в кристаллические сланцы осевой полосы хребта, которая сложена в основном кварцитами и слюдяными сланцами, переходящими, с одной стороны, в филлиты, а с другой — в полевошпатовые слюдяные сланцы. Поблизости от гранитных батолитов сланцы часто переходят в разнообразные гнейсы, среди которых можно наблюдать и вполне типичные явления мигматизации.

Карбонатные породы рассматриваемой полосы перешли в мраморы. Силурийские, девонские и нижнекаменноугольные основные изверженные породы восточного склона хребта и их туфы в настоящее время лишь в сравнительно редких случаях сохранили неизменными свои первичные признаки; в большинстве случаев они превращены в зеленые сланцы («зеленокаменные породы»), представляющие агрегат альбита, кварца, актинолита, цоизита, хлорита и др. Кремнистые осадочные породы, а иногда и известняки, связанные с упомянутыми осадочными образованиями, перешли в кремнистые сланцы и яшмы.

Среди контактово-метаморфических пород на Урале в контактах с гранитами большую роль играют мраморы, разнообразные авгитогранатовые породы, а также известково-силикатовые, роговообманковые и другие роговики, образовавшиеся от изменения вулканических пород и их туфов. Широко распространены также гидротермально-метаморфические породы, из которых мы упомянем березиты и листвениты, возникшие за счет изменения кислых изверженных пород.

Отложения осадков. Нам остается вкратце рассмотреть процесс образования осадочных пород антракозитовой системы и коснуться некоторых палеозоологических вопросов.

Приходится признать, что, несмотря на относительно очень большое число работ, посвященных каменноугольным отложениям, литогенетические вопросы освещены в литературе чрезвычайно слабо. Небольшое число исследований, затрагивающих литологическую сторону дела, в большинстве случаев носят или частный характер, или недостаточно глубоко входят в дело, или, наконец, подходит к вопросу с чисто мине-

+ | ралогической и петрографической точек зрения [93, 440, 441, 460, 465, 466, 474, 491, 495, 497, 515, 523, 524, 529, 539, 548, 549, 570]; ряд очень ценных данных можно найти в работах Швецова.

Если рассматривать изучаемую нами область с точки зрения литогенеза, то ее окажется возможным подразделить на несколько районов, характеризующихся приблизительно одинаковым ходом осадочного процесса.

К первому району относится платформа, на которой, если исключить незначительный и не всюду, вероятно, развитый горизонт угленосной свиты, отлагались почти исключительно карбонатные осадки, имеющие малую, сравнительно, мощность. К платформе по типу пород вполне примыкает и западный склон Урала. Такой характер осадочного процесса вполне гармонирует с тем, что имело место в рассматриваемом районе в более древние периоды, и объясняется крайне малым поступанием сюда обломочных частиц; горные области, доставляющие в море наибольшее количество кластического материала, находились очень далеко, а в пределах самой платформы незатопленными морем оставались лишь небольшие и притом равнинные, низменные участки.

Вторым районом, с точки зрения осадочного процесса диаметрально противоположным первому, является Донецкий бассейн, представлявший в каменноугольный период молодую, впервые углублявшуюся геосинклиналь. В нем накапливались колоссальные толщи обломочных пород, отлагавшихся попеременно то в мелком море, то в лагунах, то на болотистой суше. Обломочный материал, как уже говорилось выше, мог поступать в Донецкую геосинклиналь только с юга, с Азовско-Подольского массива и из древних каледонских горных цепей, располагавшихся на месте современного Крыма и Черного моря. Довольно много общего с Донецким краем имеет северный склон Кавказа, где также накапливались мощные толщи обломочных пород; отличием этого подрайона является исключительно континентальный характер осадков и присутствие вулканических, эффузивных образований. Накопление обломочного материала здесь шло за счет разрушения тех же каледонских горных цепей, которые питали и Донецкую геосинклиналь.

Третий район составляет область Урало-Сибирских и Тяньшаньских складчатых сооружений, которая характеризуется разнообразием осадков и их большой мощностью. Огромные толщи обломочных пород, частью морских, частью же континентальных, чередуются здесь с очень мощными известняками; кроме того, к обломочным и органогенным образованиям здесь присоединяются осадки вулканогенные, в виде вулканических туфов и брекчий. Чтобы дать конкретное представление об изменении мощности при переходе с плиты в геосинклинальные районы, я приведу несколько цифр, подчеркивая, что мы имеем в настоящий момент, лишь первые, в большинстве случаев очень несовершенные попытки подсчетов.

Общая мощность каменноугольных отложений в пределах Подмосковной котловины едва ли превышает 350 м; На Самарской дуге мощность не менее 700 м; в Кизеловском угленосном районе на западном склоне Урала она выпячивается до 1 700 м, а для бассейна рр. Пышмы и Исети на восточном склоне хребта даются цифры около 2 500 м; той же величины достигает мощность карбона в Джунгарском Ала-тау; для южных дуг Тянь-шаня вероятная мощность возрастает до 4 000 — 5 000 м; для западной окраины Казахской склад-

чатой страны, в южном Улу-тау мы на основе существующего материала можем принять мощность равной 1 800 м, для Рудного Алтая — 2 300 м; для Кузнецкого бассейна я не могу привести полной мощности карбона (см. стр. 171); мощность минусинской свиты колеблется от 1 200 до 2 000 м.

По вопросу об источнике обломочного материала в геосинклинальных областях приходится повторить то, что уже говорилось относительно пород девонской системы. Питание района обломочным материалом происходило за счет разрушения частью каледонских и частью только что образовавшихся варисцидских горных сооружений, располагавшихся в пределах самих геосинклинальных областей.

Переходим теперь к обзору отдельных ярусов.

До самого последнего времени мы очень мало знали о распространении и осадках бассейна малевко-муравнинского века, соответствующего веку Etröeungt Бельгии, но работы последних лет показывают, что характерные ископаемые малевко-муравнинских слоев встречаются не только в Подмосковном и Донецком бассейнах, но и на южном склоне Воронежского докембрийского массива, и на западном склоне Урала; весьма возможно, что отложения этого возраста широко распространены в пределах всей Урало-Сибирской геосинклинальной области, в Тянь-шане и в Закавказье. Всюду они представлены известняками, но крайняя разрозненность и малое число известных выходов не позволяют составить представление ни о фациях, ни о физико-географических условиях этрэнского бассейна. Бросаются в глаза карликовые размеры большинства ископаемых малевко-муравнинских слоев Подмосковной котловины, указывающие, быть может, на не вполне нормальную соленость бассейна.

В выше лежащих отложениях турнейского яруса, в тесном смысле этого слова, фауна приобретает нормальный характер, свидетельствующий и о нормальных морских условиях бассейна, покрывавшего платформу, Донецкий бассейн, Урал, Западную Сибирь и область среднеазиатских горных сооружений. Турнейские слои обычно представлены известняками, которые остаются еще совершенно не изученными в петрографическом отношении, но в Рудном Алтае они частично выражены в сланцевой фации, а на восточном склоне Урала отложения турнейского века слагаются обломочными и вулканогенными образованиями, среди которых известняки играют совершенно подчиненную роль. Чрезвычайно плохо изучена пока и фауна турнейских образований, так что мы лишены возможности выяснить, насколько однородное население имел бассейн этой эпохи; обращает на себя внимание оригинальная гониатитовая фация турнейских отложений в бассейне Сон-кули и в Нарынском крае, в Тянь-шане; фауна турнейских известняков Кавказских степей и Кузнецкого бассейна обнаруживает большое сходство с североамериканской.

В конце турнейской эпохи западный склон Северного и Среднего Урала, Подмосковная котловина с примыкающей небольшой частью восточного склона Балтийского щита и южный склон Воронежской кристаллической глыбы являлись районами с континентальным дельтово-озерно-болотным режимом, при котором отлагалась угленосная свита со свойственными ей углями. Можно предполагать, что такая же низменная болотистая суша окаймляла широкой непрерывной полосой весь восточный склон Балтийского щита и восточную окраину Воронеж-

ского кристаллического массива. Накопление растительной массы, давшей впоследствии начало угля, происходило в Подмосковном районе в изолированных углублениях частью за счет древесной и иной болотной растительности, частью же за счет планктона в связанных с болотистыми массивами озерах; условия образования углей на западном склоне Урала представляются пока недостаточно-ясными. Весьма интересно, что параллельно с углеобразованием на той же территории происходили процессы образования бокситов и бокситовых глин, которые известны в Тихвинском районе—в Северном и в Раненбургском—в южном крыле Подмосковного бассейна, а также в Журавлинском месторождении на р. Чусовой. Судя по положению месторождений бокситов в Подмосковном бассейне, можно думать, что условия, благоприятствовавшие их образованию, создавались по периферии площади, занятой углепроизводящими болотами. Чрезвычайно характерно, что еще ближе к периферии области распространения пород угленосной свиты, где угли или совсем не встречаются, или имеются лишь небольшие прослойки, в Подмосковном районе распространены бурые железняки, которым теперь приписывается озерное и болотное происхождение (Липецкий и Вытегорский районы); аналогичные бурые железняки встречаются и среди пород угленосной свиты на западном склоне Урала.

Этот континентальный озерно-болотный режим распространялся также и на восточный склон Урала и лежащие восточнее последней местности, причем здесь в одних местах отложение продуктивной свиты началось несколько раньше, а в других несколько позже, в конце или даже в середине визейской эпохи. В тех частях изучаемой нами области, которые на границе турнейской и визейской эпох не поднимались над уровнем моря, как Донецкий бассейн, юго-восточная часть Русской плиты с прилежащими частями Урала, район южных дуг Тянь-шаня и Закавказья, продолжали накапливаться известковые отложения.

Визейский век, в который, как мы видели выше, резко выявляется трансгрессия, характеризуется поразительным однообразием фаций, так как его отложения на всей почти огромной площади их распространения выражены преимущественно известняками. Максимальной однородности достигает, повидному, и фауна, так что руководящие ископаемые яруса — *Productus giganteus*, *P. striatus* и другие—встречаются повсеместно. Условия отложения визейских известняков очень мало изучены, но работы Швецова по южному крылу Подмосковной котловины делают очевидным, что по крайней мере здесь эти породы отлагались на совершенно ничтожной глубине [548, 547]. Об этом, кроме массивности раковин брахиопод, говорит повсеместное присутствие остатков растений, следы перемывания ранее отложившихся пород, петрографический характер некоторых известняков, весьма похожих на известковый или современных мангровых зарослей и пр.; в жизни бассейна окского времени в южной части Подмосковной котловины нередко бывали моменты, когда глубина не превышала 2—3 м и даже когда дно поднималось до уровня моря.

В конце нижнекаменноугольного времени, в серпуховской век, в пределах Подмосковной котловины в ходе осадочного процесса наблюдаются значительные изменения, так как среди известняков выклиниваются тонкослоистые темные глины, очень бедные ископаемыми. К этой же эпохе относится коренное изменение фаций в Донецком бассейне, где вместо известняков начинается отложение огромных толщ песчаников

и сланцев с прослоями известняка и угля. На Кавказе, вероятно, к той же эпохе относится начало отложения угленосных пород. Для Урала и Тянь-шаня мы не имеем указаний на изменение осадков в серпуховское время, но это может зависеть и от очень малой изученности серпуховских слоев этой области.

В тех частях Урало-Сибирской страны, куда визейская трансгрессия не распространялась, продолжали накапливаться песчано-глинистые осадки угленосной свиты.

Чрезвычайно резкое временное изменение характера отложений имело место в начале среднего отдела системы, когда на платформе образовались уже упомянутые выше красные глины и песчанки, на Чусовой песчанико-сланцевая толща, а на восточном склоне Урала толщи известняковых конгломератов.

В московскую эпоху на платформе и на западном склоне Урала господствуют известковые осадки, сменяющиеся на восточном склоне хребта мергелями, известковистыми песчаниками и известняковыми конгломератами.

В Донецком бассейне продолжается накопление характерных песчаниково-сланцевых толщ, но к северу от него, на южном склоне Воронежского массива, господствуют известняки. В Средней Азии в московскую эпоху частично отлагаются известняки, но частично они замещаются мощными песчано-глинисто-туфовыми образованиями. На северном склоне Кавказа продолжается образование пород угленосной свиты; то же самое имеет место и в средних и восточных частях Урало-Сибирской геосинклинальной области.

Существенные изменения претерпевает процесс образования осадков в уральское время. В восточных частях Урало-Сибирской геосинклинальной области продолжается и в эту эпоху накопление угленосных отложений, остальная же часть изучаемой нами страны занята морским бассейном, который покрывает значительную часть докембрийской плиты с прилегающими участками западного склона Урала, а также Крымско-Кавказский и Памиро-Алайский геосинклинальные районы.

В бассейне этом в артинское время (рис. 21) резко вырисовываются три фации. Одна из них приурочивается к западному склону Урала, Памиро-Алайской системе и, быть может, к южным хребтам Тянь-шаня. Здесь отлагались мощные толщи обломочных пород, к которым на юге, в Средней Азии присоединялись вулканогенные образования в виде туфов и брекчий. Кроме Приуралья, обломочные породы имеются еще только в Донецком бассейне.

Вторая фация характеризует наплитную часть бассейна, где в течение артинского времени отлагались преимущественно известняки и доломиты с подчпленными прослоями песчано-глинистых и мергельных пород.

Сравнивая шустово-денятинские отложения платформы с породами артинского яруса, легко видеть еще одно характерное отличие последних, которое мы уже неоднократно отмечали для пород геосинклинальных областей, в то время как породы известково-доломитовой толщи плиты обычно совершенно лишены органического вещества, среди артинских отложений нередко встречаются довольно мощные толщи глинистых сланцев, в которых содержится несколько процентов органического углерода; иногда количество органических веществ в сланцах настолько возрастает, что они становятся горючими. Богатые органическим

веществом разности пород встречаются в Приуралье, а также и среди известняков Уфимского плато.

Третья фацция распространена в Крымско-Кавказской области. Литологически развитые здесь породы не отличаются от наплитных, так как представлены известняками, но фауна их имеет резко выраженный тропический характер и имеет мало общего с фауной уральских отложений плиты и Приуралья.

В конце уральской эпохи, в кунгурское время, отложение известняков в бассейне, покрывающем плиту и Приуралье, сменяется отложением

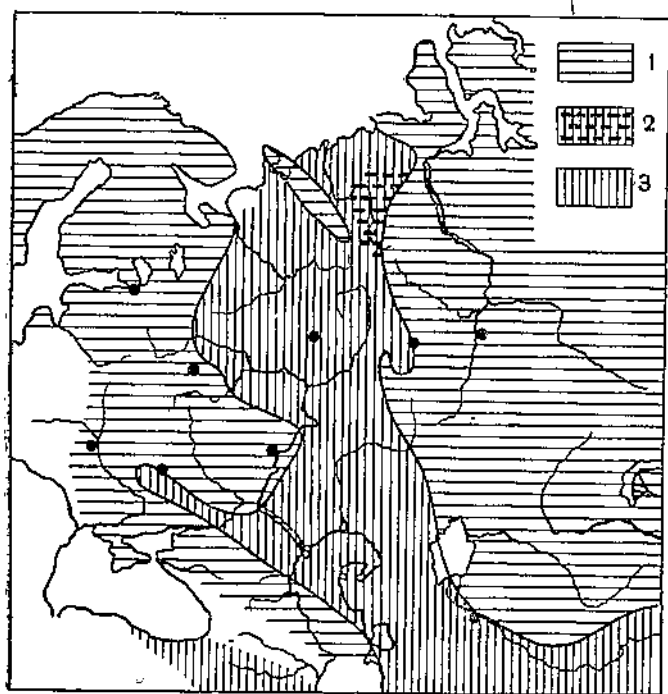


Рис. 21. Палеогеографическая карта артинской эпохи.

1—суша, 2—область отложения угленосных пород, 3—море.

химических осадков — доломитов, гипсов и, наконец, хлористого натрия и калия (рис. 22). Ряд фактов говорит за то, что каменная соль чрезвычайно широко распространена в отложениях кунгурского века. В Приуралье присутствие ее доказано непосредственно бурением в Остерли-тамакском, Соликамском и Чердынском районах. Нахождение соли в ядрах солевых куполов в Эмбенском нефтеносном районе, выхода солевых штоков на горе Чапчачи и близ Илецкой Защиты, а также соленые источники на Баскунчакском и Эльтонском озерах доказывают, что соль распространена всюду в пределах Прикаспийской впадины и между последней и Мугоджарами.

На присутствие соли в средних и северо-западных частях занятой морскими отложениями площади указывает сванкина в Казани и соленые источники в Балахне, Больших Солях, в Пепехонском и Углинском районах в Поволжье, в Солигаличе, в верховьях р. Костромы, близ

Тотемы на Сухоне, в Сольвычегодске в низовьях Вычегды и в Сереговском заводе близ устья Вымы, в истоках Кулоя и других местах. Напомним, наконец, что залежи каменной соли имеются в Донецком бассейне и продолжают отсюда в недра Днепровско-Донецкой впадины. Присутствие среди кунгурских отложений калийных солей доказано пока только для Соликамского и Эмбепского районов.

К концу кунгурской эпохи процесс испарения соленых озер и лагун почти закончился и на огромных пространствах началось отложение чисто континентальных осадков уфимской свиты.

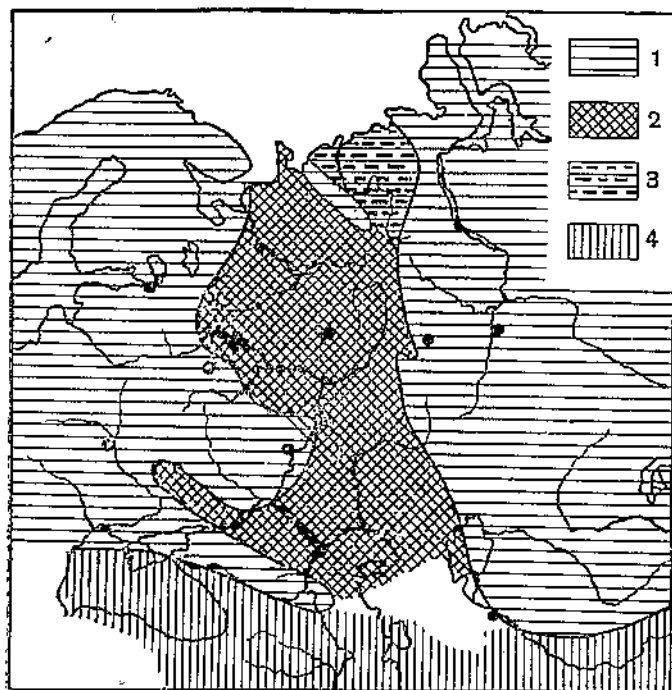


Рис. 22. Палеографическая карта конца штикнепермского времени.

1—суша, 2—область, занятая солеными лагунами и озерами, 3—область отложения угленосных осадков, 4—море.

Как неоднократно указывалось выше, мы принимаем, что верхние части гипсово-доломитовой толщи плиты соответствуют по времени своей образования нижней части уфимских пород Приуралья. Если это правильно, то в уфимское время мы имеем перед собою две резко различные фации отложений — на востоке широкую полосу образований чисто континентального типа (уфимские слои Приуралья, нижняя красноцветная свита Притиманья, Мезени и Пинеги), а на западе — несколько более узкую полосу осадков соленых лагун (рис. 23). Нетрудно видеть, что распределение континентальных и лагуновых осадков уфимского века чрезвычайно близко напоминает то, что имело место в конце лебедянского, когда на склонах Балтийского щита отлагались породы верхней красноцветной свиты, а в Подмосковной котловине доломиты и гипсы.

Среди континентальных отложений уфимской свиты, несмотря на крайне малую их изученность, можно наметить несколько различных генетических типов.

Преобладающие красноцветные глинисто-конгломератово-песчаные породы уфимского века представляют, судя по всему, осадки временных и постоянных рек, сбегавших с Урала, пролювиальных потоков и временных озер, располагавшихся у подножия молодой высокой горной страны. Условия их отложения, вероятно, во многих отношениях напоминали условия накопления осадков в Туркменской впадине, распо-

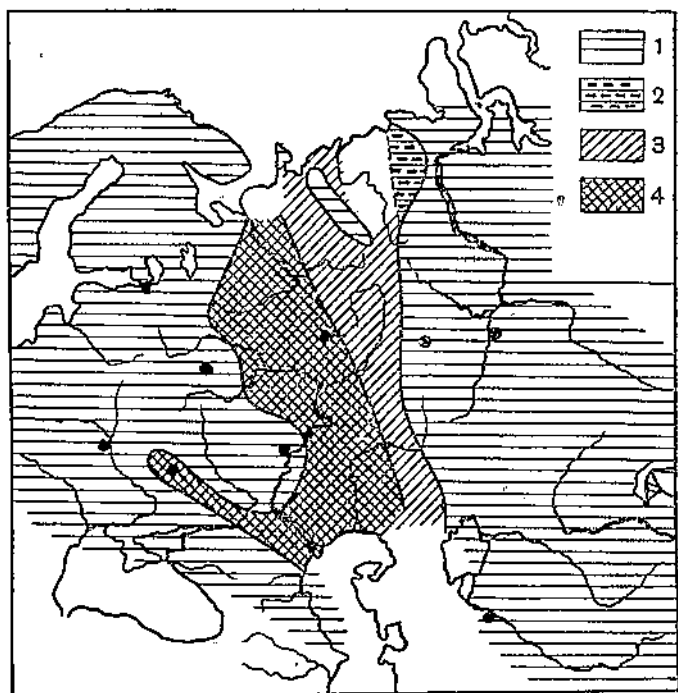


Рис. 23.

1—суша, 2—область отложения угленосных осадков, 3—область отложения красноцветных пород, 4—лагун.

лагающей в настоящее время между Копет-дагом и возвышенными северными Кара-кумами. В северном Приуралье, в Пермско-Чердынском районе красноцветным породам отвечают плитняковые известняки и мергели с антракозидами, в которых следует видеть отложения крупных постоянных озерных бассейнов. Наконец, в полярном Приуралье уфимской свите должна соответствовать часть угленосных верхнепермских отложений этой области.

Смена красноцветных пород в Печорском крае угленосными представляет большой интерес с точки зрения выяснения условий образования первых. Обычно принимают, что такие континентальные красноцветные породы формировались в условиях резко континентального, пустынного, жаркого климата, который, конечно, должен был исключать возможность углеобразования. Эти взгляды в очень многих случаях

целью признать правильными, так как они стоят в противоречии с целым рядом фактов. Мы видели выше, что прослой красных глин имеются в нижних частях тульского яруса, северного крыла Подмосковного каменноугольного бассейна наряду с черными углистыми, и, кроме того, красивые глины и мергели образуют нередко прослой в средне- и верхнекаменноугольных известняках платформы. Уже один этот факт может заставить усомниться в необходимости пустынного климата для образования красных песков и глин. Совершенно не выжется далее с пустынными условиями обилие остатков крупных позвоночных в верхней красноцветной свите нашего севера. Наиболее, однако, ценные результаты дает сравнение остатков растений, которые встречаются в верхнепермских угленосных отложениях бассейна Печоры и в горизонте медистых песчаников в среднем и южном Приуралье. Список родов растений, встречающихся в бассейне Печоры, уже приведен выше. Из красноцветных пород других местностей Залесский указывает [602, 603] *Psugmophyllum*, *Paracalamites*, *Callipseris*, *Ullmannia*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, *Glossopteris*, *Phyllothea*, *Gangamopteropsis*, *Brongniartites*, *Idalopteris*, *Dadoxylon*, *Zalesskya*, *Thamnopteris*, *Bathypteris*, *Anommorhaea*, *Chasmatopteris*. Нетрудно видеть, что сходство между болотной флорой Печорского бассейна и флорой красноцветной свиты так велико, что возможность образования пород той и другой в совершенно несходных климатических условиях исключается.

Весьма интересные указания на характер климата верхнепермского времени можно получить из изучения насекомых, предпринятого за последнее время Мартыновым [686]. Как известно, в верхнекаменноугольное время в Европе существовала очень богатая фауна насекомых, характеризовавшаяся крупными, роскошно развитыми формами; такой характер энтомофауны указывает определенно на тропический и субтропический климат. Из пермских отложений Западной Европы известно очень мало насекомых, но они в общем являются родственными каменноугольным типам. Совершенно иной характер имеет богатая фауна насекомых восточноевропейской перми. Здесь не более $\frac{1}{4}$ известных видов могут считаться более или менее родственными верхнекарбонным. Более $\frac{1}{3}$ видов обнаруживают более или менее ярко выраженное сходство с нижнепермскими насекомыми Северной Америки (Канзас) и резко отличаются от каменноугольных прежде всего своими малыми размерами; частично они представляют карликовые и деградировавшие формы. Наконец, около $\frac{1}{4}$ видов являются эндемичными для нашего севера, причем некоторые из них имеют ясно выраженные родственные отношения к формам австралийской перми. Фауна канзасского типа, по Мартынову, не могла развиваться в условиях тропического климата и, вероятно, связана была с климатом более умеренным.

Таким образом, общепринятое положение, что для образования красноцветных пород необходим жаркий и пустынный климат, не находит себе подтверждения ни в фаунистических, ни во флористических, ни даже в литологических данных. В пользу обычных взглядов говорит лишь нахождение среди пермских пород мощных солевых отложений, образование которых едва ли возможно без того, чтобы средняя температура была достаточно высокой и чтобы испарение превосходило количество атмосферных осадков.

Отложениям уфимских красноцветных пород и химических осадков заканчивается на плите осадочный цикл, начавшийся еще в самом

начале антраколитового периода с отложения малевко-муравьинских и ушкених слоев. Цикл этот начинается отложением в одних местах обломочных, в других же нормальных известковых осадков; средние части его характеризуются накоплением нормальных, в значительной мере раковинных известняков (визейское, московское и частично верхне-каменноугольное время), а конец — сменой этих морских образований лагунными и континентальными. Нетрудно видеть, что не только по образованию отдельных типов пород, но и по общему ходу осадочного процесса этот осадочный цикл обнаруживает замечательное сходство с девопским.

Казанский и татарский века в литогенетическом отношении отвечают второму самостоятельному циклу, который по образовавшимся породам вполне аналогичен только что рассмотренному. Начинается этот цикл отложением песчано-глинистых пород, известняков и доломитов спириферового и пелециподового горизонтов; за этими породами следуют во многих случаях гипсы, залегающие на границе казанских и татарских отложений, и наконец — красцветные континентальные осадки татарской свиты.

Легко видеть, что термин «осадочный цикл», который мы здесь продолжаем употреблять за отсутствием другого более подходящего названия, не вполне выражает сущность рассматриваемых периодических изменений в составе пород, так как ни о каком замкнутом, круговом процессе здесь, конечно, не может быть и речи.

Детальное изучение казанских слоев, в особенности пелециподового их отдела показывает, что на фоне большого казанско-татарского осадочного цикла неоднократно происходили более мелкие периодические изменения осадочного процесса, приводившие к образованию осадочных циклов второго и третьего порядка. Интересные замечания по этому поводу можно найти в посмертной статье Ноицкого [1889]. «Целый ряд данных, читаем мы в этой статье, говорит за то, что в течение конхиферового времени Казанское море идет по пути регрессивного развития. Размеры его сокращаются и сообщение с открытым морем становится менее свободным, а временами, по крайней мере для отдельных участков, совсем прекращается. Детальное послойное изучение стратиграфии подъяруса в приволжском районе показывает, что процесс этот шел далеко не равномерно. В смене физико-географических и биоморфических условий конхиферового моря явственно намечается определенная цикличность, которая нашла свое отражение в неоднократной повторяемости относительно построенных комплексов в общей стратиграфической схеме подъяруса. Каждый из таких комплексов начинается богато охарактеризованными палеонтологически известково-доломитовыми слоями, которые выше сменяются более или менее нормальными доломитами с очень бедной и угнетенной фауной, затем следуют совершенно лишенные окаменелостей гипсоносные доломиты и, наконец, глинисто-мергельные или глинисто-песчаные слои с более или менее мощными залежами гипса».

«В конхиферовом подъярусе приказанского района построенные таким образом комплексы три раза последовательно сменяют друг друга, иначе говоря, за время образования подъяруса здесь более или менее нормальные условия морского бассейна три раза постепенно сменяются условиями замкнутого, более или менее засоленного водоема, после чего сообщение с океаном окончательно теряется, и на месте его создается

совершенно отличный режим — та своеобразная, во многом еще не совсем ясная обстановка, при которой создавались пестроцветные мергельно-глинисто-песчаные толщи татарского яруса».

Характер пород казанского яруса сильно меняется при движении с востока на запад. В восточной, ближайшей к Уралу и Тиману полосе бассейна в спириферовый век (рис. 24) отлагались преимущественно песчаные и глинистые отложения, в западной же эти терригенные образования сменялись карбонатными породами, которые частью представляли скопления раковин, частью же являлись химическими осад-

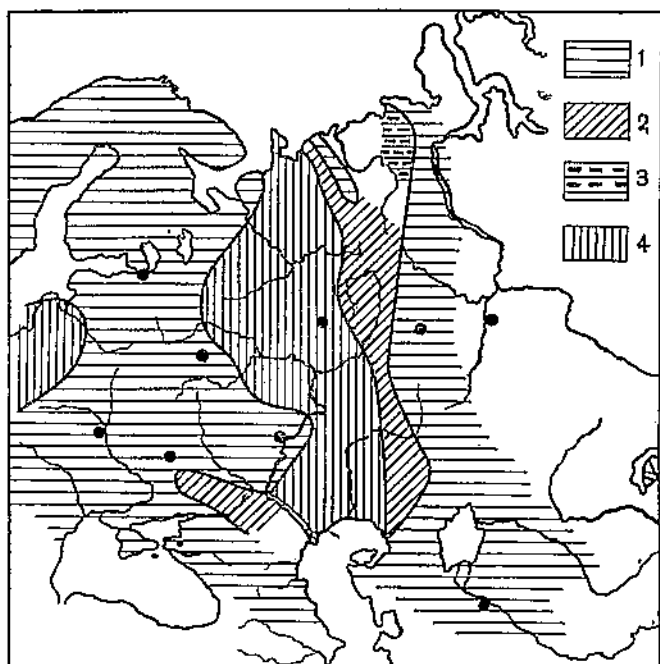


Рис. 24. Палеогеографическая карта первой половины казанской эпохи (спириферовый век).

1—суша, 2—область отложения красноцветных глин, 3—область отложения угленосных осадков, 4—море.

камп (оолитовые известняки, плотные известняки и доломиты). В пелелиновом горизонте (рис. 25) мы также наблюдаем преобладание глинистых и мергельных пород на востоке и исключительное господство известняков и доломитов на западе; кроме того, здесь можно отчетливо видеть, как с приближением к Уралу морские образования начинают переслаиваться с континентальными и затем постепенно заменяются последними. Учитывая отсутствие пелелиновых слоев на восточном склоне Балтийского щита, мы полагаем, что они и в этом направлении заменяются породами красноцветной свиты. Распределение обломочного материала в породах казанского яруса еще раз показывает нам, что терригенный материал в палеозойские бассейны притекал не со стороны платформы, а с окружающих последнюю горных сооружений.

В песчаных, глинистых и мергельных породах казанского яруса, равно как и в их континентальных эквивалентах, нередко встречаются

в виде цемента и реже в виде конкреций кислородные и нередко сернистые соединения меди. С приближением к Уралу количество меди в песчанниках местами настолько возрастает, что они долгое время разрабатывались, как медная руда (распространение и запасы см. [609, 651]). Явление это привлекает к себе особое внимание в связи со взглядами Самофлова [654, 529], который считал, что накопление меди в пермских породах связано с деятельностью организмов. Специально поставленное мною исследование этого вопроса заставляет отвергнуть эти взгляды



Рис. 25. Палеогеографическая карта второй половины пермской эпохи (палеозойский век).

1—суша, 2—море, 3—область отложения континентальных осадков.

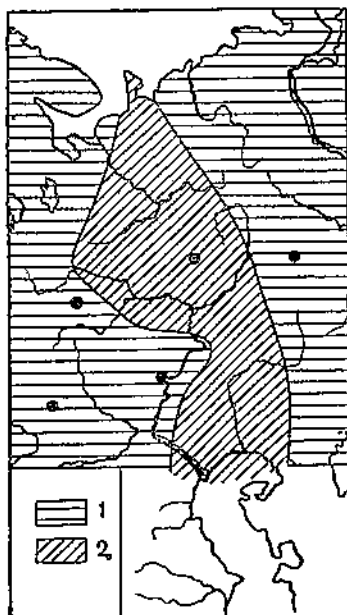


Рис. 26. Начало татарской эпохи.

1—суша; 2—область отложения красноцветных пород.

и присоединиться к общераспространенному мнению, что источником меди в пермских отложениях Восточнорусской впадины является обломочный материал, доставлявшийся с Урала при разрушении медных месторождений последнего [599, 362 и др.].

Нам остается сказать несколько слов относительно осадочных пород конца пермского периода. Во всей почти восточной полосе платформы в эту эпоху отлагались континентальные осадки, давшие начало красноцветным породам татарской свиты (рис. 26).

Мы не станем здесь рассматривать вопрос о способе отложения пород татарской свиты, так как он еще очень мало разработан. Больше всего можно пойти по этому поводу в статьях Мазаровича, к которым мы и отсылаем интересующихся [625 и др.], отнюдь не считая взгляды упомянутого автора справедливыми во всех отношениях.

Образование полезных ископаемых. Осадочные породы антраколитовой системы заключают в себе очень большое количество сидеритических полезных ископаемых, преимущественно нерудных, но местами к ним приурочены и важные в промышленном отношении месторождения железа, а также некоторых других металлов. Огромная роль принадлежит в процессе образования месторождений полезных ископаемых глубинным вулканическим процессам среднего и верхнего карбона, которые вынесли в поверхностные слои земной коры колоссальные массы соединений тяжелых металлов, выделившихся в процессе кристаллизации магмы частью внутри интрузивных масс, частью же в окружающих последние породах самого разнообразного возраста, начиная от докембрийских и кончая каменноугольными.

Начиная обзор с осадочных образований, мы должны отметить прежде всего, что сами главенствующие в каменноугольных отложениях породы являются во многих случаях важными полезными ископаемыми. Преобладающие в карбоне платформы и западного Урала, но играющие видную роль и в других местах, известняки и доломиты доставляют везде, где они выходят на поверхность, строительный камень, а также сырье для извести и цементного производства; крупная цементная промышленность Подмосковного края целиком базируется на каменноугольных известняках. На Урале в пределах палеозойских складчатых сооружений и известнякам в качестве строительных материалов присоединяются разнообразные изверженные породы и песчаники.

Многие глины угленосной свиты Подмосковного бассейна являются огнеупорными, причем наибольшей известностью пользуются глины Боровичского района в бассейне р. Мсты; огнеупорные глины известны и среди верхнекаменноугольных отложений, в которых они разрабатываются в Кудиновско-Гжельском районе, к востоку от Москвы. В угленосных отложениях Казакстана во многих пунктах также обнаружены огнеупорные глины, так что они могут считаться одной из характерных составных частей угленосных образований.

Наиболее важными полезными ископаемыми антраколитовых отложений является, конечно, каменный уголь. В предыдущем мы уже дали краткую характеристику условий залегания углей во всех районах, где они известны, и возвращаться к этому вопросу здесь не станем.

На восточном склоне Урала, как указывалось выше, породы угленосной свиты подвергались значительному метаморфизму; в связи с этим здесь возникли месторождения графита, которые известны в Полтаво-Брединском и Баевском районах.

Третьим характерным для угленосных отложений полезным ископаемым является серпич колчедан. В Подмосковном бассейне он в значительном количестве в виде конкреций и линз встречается как в углях, так и во вмещающих породах и может быть использован параллельно с добычей угля и огнеупорных глин. Накопление серного колчедана в породах угленосной свиты объясняется процессами сероводородного брожения, которые происходили на дне болот и озер, где отлагались угли и глины.

О темп же озерами и болотами связывается и образование железных руд, встречающихся среди пород угленосных отложений в двух видах: как сидериты и как бурые железняки. Конкреции сидерита, образующиеся при отсутствии притока кислорода в глубоких горизонтах болотных и озерных отложений, представляют обычное явление в

песчано-глинистых угленосных породах Донецкого бассейна, Урала, Казанстана и пр.; в Казакской складчатой стране сидериты местами образуют довольно большие скопления. Иное происхождение имеют бурые железняки, образование которых происходило, подобно современным озерным рудам Карелии, на дне озер при свободном притоке кислорода. К таким месторождениям относятся бурые железняки по южной (Липецкий район) и северной (Вытегорский район) окраинам Подмосковной котловины, в угленосных отложениях Кизеловского, Чусовского и Зилимского районов западного склона Урала и Казакской складчатой страны, среди песчано-глинистых каменноугольных пород Донецкого бассейна и пр.

Последним полезным ископаемым, генетически связанным с породами угленосной свиты, являются бокситы, промышленные месторождения которых известны в Тихвинском районе, в Северном крыле Подмосковского бассейна; небольшие месторождения бокситов и обогащенные глиноземом глины встречаются, кроме того, и в южном крыле того же бассейна и в Чусовском районе на Урале. Обычно образование бокситов связывают или с переотложением более древних латеритовых пород, или же с латеритным выветриванием самих каменноугольных глин. В действительности мы и здесь имеем отложения озерного типа.

К аналогичным образованиям принадлежат руды татарской свиты, развитые в верховьях Камы, Вятки и Ченцы, а также в бассейне нижнего течения Мокши и Оки, в Ардатовском, Выксунском, Мелекитском и Муромском районах. Руды татарских пород представляются сидеритами, которым обычно приписывается метасоматическое происхождение. В действительности мы имеем перед собой нормальные осадочные образования, возникшие в озерных бассейнах конца пермского периода.

Далее необходимо упомянуть, что аптраколитовым породам Урала свойственны признаки нефтеносности. В Кизеловском и Чердынском районах в визейских и верхнекаменноугольных известняках находимы были при бурении небольшие включения твердых битумов и жидкой нефти, а породы угленосной свиты и подстилающие по следнюю турнейские известняки на севере (бассейн Печоры, М. Кожвы и Шугора) являются сильно закированными. Возможно, что нефть последних местностей — вторичная, поднимающаяся из девона. В верхних горизонтах карбона залегают промышленная нефть в низовьях Чусовой (Чусовские городки) и в окрестностях Стерлитамака.

В различных горизонтах карбона встречены признаки нефти также при бурении на Самарской луке. Наконец, местами на Волге (Тетюши) и в Заволжье нефть пропитывает пермские породы, образуя залежи гудрона.

К концу уральского времени относится образование огромных залежей гипса; залежи эти существуют в Приуралье всюду, где выходят на поверхность кунгурские слои и частично породы уфимской свиты. К западу отсюда отдельные выходы гипсов того же возраста имеются в ряде пунктов Поволжья, в Средневожском и Горьковском краях, в Донецком бассейне и на севере — в низовьях Северной Двины, Мезени, Пинеги и пр. Второй горизонт гипсоносных отложений, развитый преимущественно в Поволжье и не достигающий такой мощности, как нижнепермский, приурочивается к границе казанских и татарских отложений.

Меньше, чем гипс, но все же чрезвычайно широко, распространена в пермских отложениях поваренная соль, о чем мы уже говорили выше.

Огромное промышленное значение имеют залежи калийных солей, открытые недавно в Соликамском районе Приуралья; как уже указывалось выше, калийные соли должны существовать и в Эмбенском нефтеносном районе, что доказывается анализами образцов соли, полученных при бурении.

В связи с образованием Уральского горного хребта стоит образование некоторых месторождений цветных металлов.

В артинских породах Приуралья местами встречаются скопления золота и платины; месторождения эти обычно не достигают промышленных размеров, но представляют немалый теоретический интерес. «В связи с областью распространения артинских конгломератов в Западном Приуралье, — говорит Высоцкий [362], — широким развитием пользуются ископаемые морские прибрежного типа — золото-платиновые россыпи. Сосредоточены эти россыпи, главным образом, в области левых притоков р. Чусовой: Сылвы, Сарги, Полуденной, Утки, Висерты и в вершинах северных притоков р. Уфы: Упуды, Демида, Атыга и др., т. е., повидимому, там где артинское море наиболее далеко выдвигалось к востоку и, следовательно, ближе подходило к тем местам Урала, где залегают золото- и платиносодержащие коренные породы. В артинский век эти глубинные породы были впервые обнажены вследствие сдвигов и денудационных процессов; начался энергичный размыв их и в результате — возникновение указанных россыпей золота и платины. Содержание драгоценных металлов в конгломератах очень бедное, но в тех местах, где выходы их подверглись выветриванию и размыву, возникли в руслах постплиоценовых и современных логов и рек аллювиальные россыпи, местами с промышленным содержанием».

Несколько более сложно, но в основе сходно с описанным и происхождение медных руд, которые в виде халькозина, куприта, медной зелени и силл встречаются в цементе казанских песчаников Приуралья, бассейна р. Вятки и др. Медь была принесена сюда вместе с продуктами разрушения пород колчеданной полосы восточного склона Урала и затем, перейдя в раствор, вторично выделилась в цементе обломочных пород. Характерно, что в медистых песчаниках и глинах встречаются также соединения ванадия (фальбартит) и хрома (волконскоит), также происходящих из разрушения изверженных пород Урала [649]. Неясным представляется происхождение медных соединений, которые присутствуют в нижнепермских медистых песчаниках Донецкого бассейна. Едва ли можно сомневаться, что и здесь они произошли за счет разрушения каких-то более древних медьсодержащих пород. Если это так, то перед геологией стоит чрезвычайно интересная задача — найти эти коренные медные руды.

Из полезных ископаемых, образование которых не находится в непосредственной связи с концом варисийских горообразовательных движений, следует в первую очередь упомянуть железные руды, которые известны в Кунгурском и Красноуфимском районах на границе каменноугольных и пермских отложений.

Переходя к полезным ископаемым, образование которых связано с вулканической деятельностью, мы прежде всего можем отметить, что почти все уральское золото связано с гранитными и частью сне-

нитовыми и мнасситовыми интрузиями верхнего карбона. Коренные месторождения золота являются частью в виде кварцевых жил, частью же в виде жил и вкрапленностей золотосодержащих сульфидов, главным образом, пирита и медистого пирита. Залегают эти месторождения частью среди самих гранитных массивов, частью в их апофизах в виде аплитов и порфиров, обычно превращенных в березиты, и частью, наконец, среди разнообразных пород кровли гранитных интрузий, от докембрийских до каменноугольных включительно.

Далее, с гранитными и сиенитовыми интрузиями связаны месторождения меди и содержащих ее серных колчеданов. Часть медных месторождений представляет образования контактного типа, возникшие при действии гранитной магмы на известняки различного возраста (Турьинские месторождения, Гумешевские), но главная масса их связана с порфириново-туфово-сланцевой толщей девона, к которой приурочена так называемая «меденосная или колчеданная полоса» восточного склона Урала.

К контактам гранитов и сиенитов с каменноугольными и девонскими известняками, а также отчасти с породами вулканической свиты девона приурочены важнейшие железорудные месторождения Урала — магнитные железняки Магнитогорска, Высокой, Благодати и многочисленных других более мелких месторождений.

Из более редких элементов мы упомянем для Урала месторождения мышьяка, встречающиеся в промышленных количествах в золотосодержащих кварцевых жилах Южного Урала, расположенных среди гранитов (Качкарский, Мнасский район и др.), и вольфрам (пшеелита) в кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилах р. Гумбейки на Южном Урале, которые приурочены к краевой части гранитного массива и к контакту его с девонскими порфиритами и сланцами.

С интрузиями гранитных пегматитов и перидотитов в известняки связываются на Среднем Урале месторождения корунда.

Разнообразные пегматиты гранитных интрузий дают начало многочисленным месторождениям драгоценных камней восточного склона хребта — изумруда, аметиста, топаза, турмалина, сапфира, рубина, александрита, аквамарина и др. (район Мурзинки, Шайтанки, Волинской горы, Изумрудный район, Самарка и др.), а также слюды в Ильменских горах, полевого шпата, кварца.

Существенно иная группа рудных и перудных месторождений связывается на Урале с интрузиями пород габбро-перидотитовой магмы. Наибольшее внимание привлекают здесь месторождения металлов платиновой группы. Чисто платиновые россыпи сосредоточены в Среднем Урале и связаны с дунитовыми массивами, расположенными у западного края полосы габбро-широксенитовых пород. Золото-платиновые и золото-осмиево-палладиевые россыпи, связанные с разрушением осмиевопалладиевых широксенитов перидотитов и габбро, распространены почти по всему восточному склону хребта.

Среди габбро и перидотитов, и особенно среди продуктов их метаморфизации — змеевиков, лиственитов и тальковых сланцев, находится также не мало месторождений золота, но значительная часть их является эпигенетической и связана с позднейшими интрузиями пород кислой магмы.

Далее с рассматриваемыми основными породами связаны месторождения железа, никеля, хрома, ванадия и титана.

Ванадий и титан входят в состав титано-магнетитов, представляющих магматические выделения среди габбро, перидотитов и пироксенитов, а хром находится в хромитах, связанных со змеевиками. К продуктам газоразрушения змеевиков приурочиваются и все никелевые месторождения Урала.

Из нерудных ископаемых с основными глубинными породами связаны месторождения хризотилового асбеста, часть которых в Баженовском районе имеет мировое значение. Возникновение асбестовых месторождений вызвано воздействием на основные породы горячих вод, связанных с позднейшими интрузиями кислой магмы. Кроме того, следует упомянуть о магнезитах и тальке.

Неизмеримо меньше, чем для Урала, знаем мы о связанных с верхнепалеозойскими гранитными интрузиями полезных ископаемых для среднеазиатских горных сооружений. Это зависит, главным образом, от крайне малой, сравнительно, изученности этой области, а с другой, повидимому, и от того, что металлогенические процессы здесь были значительно менее напряженными, нежели на Урале. Мы не знаем здесь пока тех крупных месторождений золота, меди и железа, которые созданы на Урале варисцийскими интрузиями, хотя контактные явления с образованием магнитных железняков и медных руд здесь и не представляют, повидимому, редкости.

Другой особенностью Тянь-шаня является развитие здесь полиметаллического оруденения с образованием жильных месторождений сложного состава, содержащих свинец, цинк, медь, серебро, железо в небольших количествах, также марганец, мышьяк, сурьму, кадмий, золото и в отдельных случаях ванадий, молибден и уран (Кармазарский рудный район в Кураминском хребте и Могол-тау севернее Ходжента, Сулейман-сай в Кара-тау и др.). Возможно, что с варисцийскими гранитными интрузиями связаны также богатые месторождения плавикового шпата, сурьмы и ртути в Алайском хребте (Хайдаркан) и частично золота на Пампире.

Важные месторождения ртути имеются среди каменноугольных пород Донецкого бассейна (Никитовка), в пределах которого, в Нагольном кряже, известно и свинцово-цинковое полиметаллическое оруденение. Месторождения Донецкого бассейна связаны в своем происхождении, вероятно, с интрузиями гораздо более молодого возраста, чем каменноугольные.

Не меньшее значение для образования промышленных скоплений тяжелых металлов имели верхнепалеозойские интрузии для Казахской складчатой страны. «Все крупные месторождения золота, серебра, меди, свинца, цинка, железа, вольфрама имеют непосредственную, за исключением небольшого числа месторождений, связь с этими интрузиями» [1 473, стр. 48]. Наибольшее значение имеют здесь месторождения меди. Характерный для Урала тип колчеданных залежей здесь играет, сравнительно, малую роль, и на первый план выдвигаются вкрапленные медные руды в гранит-порфирах и сиенит-порфирах; сюда относятся крупнейшие месторождения Коунрада, Воже-куля, Коктас-джала и др. За ними следуют рассеянные руды в осадочных породах, как среднекаменноугольные медистые песчаники Джесказган и такие же девонские песчаники Джиланды. Наконец, необходимо упомянуть о весьма многочисленных жильных месторождениях меди, среди которых особенно

выделяются Успенское и Эски-юрт. Из месторождений других металлов с гранитными интрузиями верхнего палеозоя связаны золоторудные жилы Кокчетовского района и Калбинского хребта, полиметаллические руды свинца, цинка и меди, образующие то колчеданные залежи, то вкрапления в кварцевых жилах, то метасоматические образования в известняках. С контактами гранитов и спенитов с известняками и порфиритовыми туфами связываются, как и на Урале, значительные месторождения железных руд (Тогай, Мурза-чеку, Атап-сор и др.).

Из более редких металлов известны месторождения вольфрама, мышьяка, сурьмы. В самое последнее время в Калбинском хребте открыты промышленные месторождения олова [1 710]. Из нерудных ископаемых необходимо упомянуть корунд, топазы, флюорит, барит.

С верхнепалеозойскими интрузиями (вероятно, пермского, а быть может, даже триасового возраста) связывается образование месторождений металлов на Алтае. Рудные месторождения здесь приурочены, главным образом, к юго-западной полосе горного массива, получившей название Рудного Алтая; от остальной части массива Рудный Алтай отделен полосами мощных разломов, которые по существующим представлениям служили проводниками рудных растворов [1 639, 1 649, 1 483, 1 687, 1 485]. Наиболее характерным для Алтая является полиметаллический тип оруденения с нахождением в рудах свинца, цинка, меди, серебра, золота; наиболее важными месторождениями этого типа являются Риддерское, Зыряновское, Белоусовское. Кроме полиметаллических, здесь имеются также небольшие месторождения золота, цинка и свинца, меди, железа; известны также месторождения вольфрама.

Общие замечания. В предыдущей главе было указано, что девонский и антраколитовый периоды вместе образуют второй послекембрийский тектоплеский цикл, и теперь, после их изучения, мы должны подробнее остановиться на этом вопросе. Предварительно, однако, необходимо сказать несколько слов о кембро-силурийском цикле. История этого цикла известна нам еще настолько плохо, что о нем говорить приходится лишь в самых общих и частью весьма неопределенных выражениях. Сводится она в основном к следующему.

К началу кембрийского периода изучаемая нами область дифференцировалась на мало подвижный или, как часто говорят, жесткий массив Восточноевропейской плиты и на прилегающие к ней «пластичные» геосинклиналы. Когда именно произошло это расчленение, сказать мы не можем; вполне возможно, что оно не представляет чего-либо особенно древнего и возникло незадолго до начала кембрия.

Плита, поскольку можно судить на основе имеющегося крайне недостаточного материала, в течение кембро-силура представляла огромный равнинный массив, совершавший медленные вертикальные движения небольшой амплитуды, лишенный проявлений вулканизма и не испытывавший заметных для нас изменений своей структуры или дислокаций.

Призывавшие к плите геосинклинальные области, напротив, представляли районы с весьма резким рельефом, в которых вертикальные движения большой амплитуды создавали глубокие впадины и высокие горные хребты, подводные и надводные. В связи с этими движениями стояли весьма мощные излияния магмы через подводные и надводные вулканы и трещины. Все это говорит за то, что в геосинклинальных областях земная кора была растянута, раздроблена на отдельные глыбы, находившиеся в энергичном движении, что она была в значительной сте-

пени в своих глубоких частях насыщена магмой и, вероятно, прогрета до более высокого уровня, нежели в области плиты. На глубине происходил энергичный метаморфизм пород.

По всей вероятности, эти особенности строения земной коры и обуславливают ту «пластичность», ту способность жестких в других условиях масс к пластическим деформациям, которая считается присущей геосинклиналям. К концу цикла в геосинклинальных областях произошли глубокие изменения, которые весьма часто передаются одним словом: «складчатость»; в действительности изменения эти охватывают неизмеримо больший круг явлений, нежели образование складок.

Прежде всего появление новых условий сказалось в изменении форм вулканической деятельности; эффузии сменились интрузиями, вероятно под влиянием сжатия, закрывшего трещины, по которым происходили ранее излияния. Боковое давление, повышенные температуры, проникновение в боковые породы газов и жидких составных частей магмы, не удалявшихся больше через трещины на поверхность, вызвало усиление процессов метаморфизма пород и иное их проявление, нежели в предшествующие эпохи. Общее сжатие области, сближение приподнятых глыб и дальнейшее их поднятие обусловили складчатость (частично в результате скольжения) и надвиги в поверхностных частях геосинклинальных участков, текучие деформации на большей глубине. Параллельно с этими деформациями и перерождением пород шло общее поднятие геосинклинальных областей, большая часть которых в конце цикла приподнимается над уровнем моря и превращается в гористую континентальную область. Часть геосинклиналей при этом утрачивает свою прежнюю подвижность и превращается в устойчивые, массивные плитные области (Грампианская геосинклиналь).

Изменив распределение суши и моря и рельеф поверхности материков, тектонические преобразования конца кембро-силурийского или каледонского цикла привели к господству континентального режима и к смене морских осадков континентальными.

Переходим теперь к общей характеристике верхнепалеозойского цикла, пытаясь при этом выяснить также сходство и отличие его от цикла предыдущего, поскольку недостаточный материал позволяет такне сравнения делать. Главнейшим отличием девонско-каменноугольного цикла является то, что здесь события разворачиваются в иной обстановке, так как после каледонского преобразования геосинклиналей объем, расположение и характер основных структурных элементов стали иными, нежели в предыдущую эпоху. С утратой пластичности Грампианский геосинклиналь Восточноевропейская плита, как указывалось раньше, срастается в единую массу с Эриксим массивом, и таким образом, объем ее резко изменяется. С другой стороны, в верхнепалеозойском, герцинском цикле и характер геосинклинальных областей должен был резко отличаться от характера каледонских геосинклиналей, так как они пережили перед этим складчатость и интрузии.

Если отвлечься от сравнительно мелких, ограниченных во времени и пространстве колебаний земной коры, то можно прийти к выводу, что в кембро-силурийское время вся изучаемая нами область испытала одно полное колебание большого периода. Первая половина цикла характеризуется обширным распространением моря, указывающим на опускание, а в конце его общее поднятие приводит к огромной регрессии, выражающейся в том, что нижние части девонских образований отсут-

ствуют не только на плите и в Крымско-Кавказской области, но и в большей части Урало-Сибирской геосинклинали. Не трудно видеть, что в девонско-каменноугольном цикле мы имеем второе аналогичное колебание: за каледонскими поднятиями следует чрезвычайно длительная эпоха опусканий, а конец цикла, эпоха варисцийского тектонического преобразования, вновь приносит поднятия, охватывающие всю нашу область. Очевидно, в рассматриваемых движениях, поскольку они повторяются и там, и здесь, мы имеем нечто весьма характерное для обоих циклов, и потому необходимо с возможными подробностями проследить, как они совершаются.

История девонского периода показывает, что опускания и сопровождающая их трансгрессия начались в геосинклинальных областях и лишь очень медленно распространялись в район плиты. В нижнем и среднем девоне процесс развивается, повидимому, в одном и том же направлении, и в первую половину верхнего девона трансгрессия захватывает огромные пространства. Во второй половине верхнедевонского времени впервые, повидимому, начинает чувствоваться влияние некоторого противоположного фактора, внешним выражением которого являются кратковременные, но захватывающие обширные области поднятия. Чрезвычайно характерно, что местами, именно в Донском бассейне и в ряде пунктов Западной Европы [22, 1587], этим поднятиям соответствует складчатость так называемой бретонской фазы, или же поднятия сопровождаются ею. В чередовании поднятий и опусканий верхнедевонской и турпейской эпох чувствуется борьба двух этих противоположных, противоречивых влияний, по визейской трансгрессии, захватывающая на плите даже районы, в которые, повидимому, не проникало верхнедевонское море, показывает, что преобладающими в это время являются тенденции к опусканию. В конце нижнекаменноугольной эпохи, однако, в геосинклинальных областях, примыкающих к докембрийской плите с запада, а также в средних и восточных частях Урало-Сибирской геосинклинали положение меняется, преобладающим становится поднятие, и эти участки приподнимаются над уровнем моря. Момент этот совпадает с одной из двух главнейших фаз варисцийской складчатости в Западной Европе (судетская фаза).

Возможно, что именно в связи с этими движениями происходят поднятия горных массивов, которые в дальнейшем питают обломочным материалом Донецкую геосинклиналь.

В среднекаменноугольное время поднятия распространяются на восточный склон Урала, а после складчатости на границе среднего и верхнего карбона и в начале артинского века, которая происходит в эту эпоху и в западной Европе, и на Урале, на Кавказе, в Тянь-шане и Казахстане, приподнимается и весь массив Уральского хребта. В области плиты, несмотря на то, что поднятия подходят к самым ее краям, в течение среднего карбона еще продолжают опускания. Определенно выраженные общие поднятия достигают сюда лишь в эпоху отложения уфимской свиты, но окончательно приподнимается над уровнем моря плита лишь после еще одного опускания, имевшего место в казанский век пермского отдела системы. Это поднятие совершается, повидимому, одновременно с поднятием области южных дуг Тянь-шаня, Пампро-Алайской системы и Крымско-Кавказской области.

Подводя итоги всему сказанному, мы видим, что массив плиты в своих основных колебательных движениях большого периода обнару-

живает чрезвычайно характерное отставание от непосредственно примыкающих к нему с востока и запада геосинклинальных областей. Опускания начинаются в пределах этих последних и лишь медленно распространяются на плиту; когда в геосинклинальных областях общие опускания сменяются поднятиями, плита еще продолжает погружаться, и окончательное поднятие ее происходит много позже поднятия соседних геосинклинальных областей. Эти характерные особенности движений плиты говорят как бы об огромной инерции, малой подвижности этого массива по сравнению с легкой подвижностью геосинклинальных областей. Легко видеть, что явления эти очень хорошо вяжутся с теми представлениями о плите и геосинклинальных областях, которые выработались в предыдущем на изучении истории кембро-силурийского цикла.

Из предыдущего мы знаем, что на отношения эпифрогенических движений плитных и геосинклинальных областей существуют различные взгляды. По представлениям Ога, одновременные движения плит и геосинклиналей совершаются в противоположном направлении, по моим же — их колебания направлены в одну сторону. Легко видеть, что результаты нашего анализа выясняют причину этих противоречий, так как из него следует, что единое движение в силу различия в инерции плит и геосинклиналей в ряде случаев оказывается направленным там и здесь противоположно.

Характернейшей особенностью цикла является, таким образом, то, что в течение его земная кора испытывает одно полное колебательное движение большого периода — сначала опускание и затем поднятие.

На первый взгляд кажется, что опускание постепенно переходит в поднятие, как в колебании маятника. Более внимательное изучение вопроса показывает, однако, что противоположные движения перекрывают, наслаиваются, прерывают одно другое, и лишь после такого чередования поднятия становятся преобладающими.

В этот момент цикл заканчивается, но конечное поднятие не является возвращением к тому положению, с которого начались опускания первой половины цикла. Тектонические преобразования, связанные с поднятиями, приводят в конце варисийского цикла к образованию новой гигантской сложной плиты, обнимающей собою два древних докембрийских массива, — Восточноевропейский и Среднесибирский — и сплавляющую их Урало-Сибирскую палеозойскую плиту, которая возникла на месте переродившейся палеозойской геосинклинальной области. Существенные изменения произошли и в самом массиве Восточноевропейской плиты. За варисийское время мало дифференцированный ранее массив этот подразделился на горсты и впадины, из которых Донецкая превратилась в геосинклиналь и накопила в себе огромные толщи осадков; в этом районе мы видим полное перерождение плиты.

Сказанным, однако, изменения обстановки на границе верхнепалеозойского и мезозойско-кайнозойского цикла не ограничились. Не говоря уже о том хорошо известном факте, что при переходе от палеозоя к мезозою меняется в значительной мере органический мир, приходится отметить, что с той же границей связывается для нашей области существенное изменение климата; с этим нам придется познакомиться при изучении юрского периода. Все это делает очевидным, что в развитии нашей области в конце варисийского цикла произошли крупнейшие качественные изменения всей среды, что здесь мы имеем не плавный переход к следующему циклу, а резкий скачок.

Фактический материал по каледонскому циклу при своей ограниченности давал возможность отчетливо уяснить лишь противоположные признаки докембрийской плиты и примыкавших к ней геосинклинальных областей. История герцинского цикла ясно показывает, что в своем развитии эти противоположные структурные элементы являются частями единого целого. Наиболее ярко сказывается это в том единстве общего колебательного движения большого периода, о котором говорилось выше: оно одинаково захватывает и геосинклинальные и плитные участки, проявляясь, однако, различно там и здесь в силу различия их структуры. Далее мы видим, как и там и здесь, хотя и своеобразно, проявляются обратные временные движения или толчки: на плите они сказываются в простых поднятиях, в геосинклинальных же областях поднятия нередко сопровождаются фазовой складчатостью.

Следует далее отметить постепенное изменение мощностей пород при переходе от плиты к Уралу; переход этот совершается в пределах Восточнорусской впадины. Накопец, не исключена возможность, что в пределах этой впадины имело место образование валов как продолжение уральской складчатости на плиту.

Поступило к печати с матриц 25 февраля 1935 г.
Формат бумаги 62x84¹/₁₆.
Количество бум. листов 7 и 2 лкл.
Авторских листов 18¹/₂ л.
Уполном. Главлита № В-17673.

Отв. редактор Н. Н. Иорданский.
Технич. редактор Е. Кпшкнна.
Количество печ. зн. в 1 бум. листе 106496.
Допечатка с матриц 5000 — 10000 экз.
Изд. № 23.
Заказ № 2057.