Проф. А. Н. МАЗАРОВИЧ

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ СССР

ОНТИ · 1938

Проф. А. Н. МАЗАРОВИЧ

55(075)

550(071.1)
М 14

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ СССР

Всесоюзным комитетом по делам высшей школы утвержден в качестве учебника для вузов

Цена 10 руб., перепл. 2 руб.

2488
575

БИБЛИОТЕКА
Геол. ... Ин-та
Акад. Наук СССР

Всесоюзный Геологический Институт
Научно-Исследовательский
Геологический
Музей
Библиотека
Академии Наук СССР

ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТП СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ И ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1938 Ленинград

ГГР-65-5-2
Прот. ТКК № 4

АННОТАЦИЯ

Книга заключает в себе описание геологического строения и историю геологического развития СССР в региональном разрезе. Она предназначается в качестве учебника для студентов государственных университетов, учебному плану которых полагается прохождение курса геологии СССР, а также в качестве учебного пособия для студентов геолого-разведочных втузов. Книга проф. А. Н. Мазаровича написана с уклоном в сторону палеогеографии.

К ЧИТАТЕЛЯМ КНИГИ

Главная редакция просит дать отзывы на настоящую книгу с оценкой как содержания книги, так и соответствия ее сознаниями читателей, на которых книга рассчитана. Одновременно в отзыве желательно получить и освещение редакционных недостатков книги.

Наиболее удачные отзывы будут напечатаны в журналах и оплачены.

Отзывы и все замечания по книге просим направлять по адресу: МОСКВА, пр. Владимирова, 4. Главная редакция Горно-топливной и геолого-разведочной литературы.

Рецензент и редактор проф. *Я. С. Эдельштейн* Техн. редактор *Ш. Б. Вайнштейн*
График *В. П. Тюрин* Корректоры *Т. С. Петрикова* и *М. А. Уборская*

Сдано в производство 11/IX 1937 г.
Подписано к печати 29/I 1938 г.
Формат бумаги 62×94 1/16
Тираж 10 000

Колич. печ. лист. 34+28 вкл.
Уч. авт. л. 49,7
Уполном. Главлита № Б 34696 (479)
Учетный № 1047
Изд. № 5

Киевская типография ОНТИ. Крещатик 42. Зак. № 811

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 7

Часть первая. **Общее введение**

I. Предмет региональной геологии. Общие сведения по истории геологического исследования СССР 11
II. Геологическая и геоморфологическая характеристика СССР 16
III. Характеристика платформ и геосинклиналей, их взаимоотношение и развитие 19

Часть вторая. **Русская платформа**

I. Русская платформа и тектоника ее отдельных элементов . . 33
1. Очертания платформы 33
2. Расчленение платформы 35
3. Выступы докембрийского фундамента 36
4. Распределение впадин 39
5. Дислокации Русской платформы 41
II. Балтийский щит, его южный склон и Полесский мост 43
1. Тектоника 43
2. Стратиграфия докембрия 49
3. Стратиграфия палеозоя 51
4. Мезозой и кайнозой 55
5. История развития 56
6. Полезные ископаемые 59
III. Подмосковный бассейн 60
1. Тектоника 60
2. Стратиграфия палеозоя 61
3. Стратиграфия юры и мела 67
4. Кайнозой 70
5. История развития 70
6. Полезные ископаемые 73
IV. Тиман и Беломорская плита 74
1. Тектоника 74
2. Палеозой 76
3. Мезозой и кайнозой 79
4. История развития 80
5. Полезные ископаемые 81
V. Восточно-Русская впадина 82
1. Тектоника 82
2. Стратиграфия палеозоя 88
3. Стратиграфия юрских, меловых и палеогеновых отложений 91
4. Кайнозой 95
5. История развития 97
6. Полезные ископаемые 103
VI. Прикаспийская впадина и Эмбенский бассейн 105
1. Тектоника 105
2. Стратиграфия перми и триаса 107
3. Мезозой 108
4. Кайнозой 109
5. История развития 110
6. Полезные ископаемые 112
VII. Донецкая впадина, Воронежская и Азовско-Подольская глыбы 113
1. Тектоника Воронежской глыбы 113

2. Тектоника Донецкой впадины 114
3. Тектоника Азовско-Подольской глыбы 119
4. Стратиграфия докембрия 122
5. Палеозой 124
6. Стратиграфия мезозоя 127
7. Кайнозой 129
8. История развития 131
9. Полезные ископаемые 136
VIII. Причерноморская впадина 137
1. Тектоника 137
2. Мезозой и палеоген 139
3. Стратиграфия неогена 140
4. Четвертичный покров 144
5. История развития 144
6. Полезные ископаемые 149
IX. Палеогеография и история развития Русской платформы . . 149
1. Общий характер фундамента 149
2. Палеогеография кембрия и силура 151
3. Влияние каледонского орогенеза на Русскую платформу 154
4. Палеогеография девона и карбона 156
5. Русская платформа и герцинский орогенез 162
6. Мезозойский литогенез 167
7. Отражение на Русской платформе альпийского орогенеза 179
8. Основной ход развития платформы 181

Часть третья. **Альпийская складчатая зона**

I. Общая характеристика Альпийской складчатой зоны и распределение в ней тектонических элементов 184
II. Крым 186
1. Тектоника Крыма 186
2. Стратиграфия Крыма 190
3. История развития 193
4. Полезные ископаемые 196
III. Главный Кавказский хребет 196
1. Тектоника 196
2. Стратиграфия докембрия, палеозоя и триаса 202
3. Стратиграфия юрских и меловых отложений 205
4. Кайнозой Кавказа 208
5. История развития Кавказа 211
6. Полезные ископаемые 215
IV. Рионско-Куринская глыба и Армянская складчатая зона . . 216
1. Тектоника 216
2. Стратиграфия палеозоя и триаса 222
3. Юрские и меловые отложения 223
4. Кайнозой Закавказья 224
5. История развития 228
6. Полезные ископаемые 230
V. Эльбурс и Копет-даг 231
1. Тектоника 231
2. Стратиграфия Копет-дага 232
3. История развития 233
4. Полезные ископаемые 235
VI. Мангышлак, Туар-кыр, Большой Балхан, Усть-Урт и Каракумы 235
1. Тектоника 235
2. Стратиграфия перми и триаса 238
3. Стратиграфия юры и мела 238
4. Стратиграфия кайнозойских отложений 241
5. История развития 243
6. Полезные ископаемые 246
VII. Тектоническое развитие и палеогеография Альпийской складчатой зоны 247
1. Связь тектонических элементов между собою и в общем плане Альпийской системы 247

2. Каледонская и герцинская складчатость 252
3. Фации мезозоя и его тектонические движения 255
4. Альпийский орогенез и его связь с палеогеографией и литогенезом 262
5. *Общий ход развития Альпийской складчатой зоны* . . . 273

Часть четвертая. **Урало-Тянь-шаньское складчатое сооружение**

I. Общая характеристика 276
II. Урал 278
1. Общий очерк тектоники Урала и его магматической деятельности 278
2. Стратиграфия палеозоя 290
3. Мезозойские и кайнозойские отложения 296
4. История развития 298
5. Основные геохимические моменты образования полезных ископаемых 303
III. Тянь-шань и Памиро-Алай 305
1. Схема тектоники Средней Азии 305
2. Тектоническая структура Тянь-шаньских дуг 308
3. Тектоническая схема Памиро-Алая 314
4. Вулканизм Средней Азии 322
5. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя 323
6. *Девон, верхний палеозой и триас* 325
7. Мезозойские и кайнозойские отложения Средней Азии . . 328
8. История развития Средней Азии. 334
9. *Полезные ископаемые Средней Азии* 342
IV. Восточный Казахстан 344
1. Тектоника 344
2. Стратиграфия палеозоя 350
3. Мезозойские и кайнозойские отложения 354
4. История развития 356
5. Основные направления образования полезных ископаемых 361
V. Кузнецко-Алтайская горная страна 362
1. Основные тектонические данные 362
2. Проблема докембрия в Кузнецко-Алтайской горной стране 371
3. Стратиграфия палеозоя 372
4. Мезо-кайнозойские отложения 377
5. Основные направления истории развития 378
6. Полезные ископаемые 383
VI. *Западно-Сибирское опускание* 384
1. Структура Западно-Сибирского опускания 384
2. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя 387
3. *Об истории развития* 391
VII. Новоземельская складчатая дуга и Земля Франца-Иосифа . . 392
1. Тектоника 392
2. Стратиграфия нижнего палеозоя 394
3. Девон, карбон и пермь 395
4. Мезозой 397
5. Кайнозой 397
6. История развития 398
7. Полезные ископаемые Пай-хоя, Вайгача и Новой Земли 400
VIII. Таймыр и Северная Земля 400
1. Тектоника 400
2. Стратиграфия и история развития 402
IX. Тектоническое развитие и палеогеография Урало-Тянь-шаньского сооружения 403
1. Связь тектонических элементов между собою 403
2. Нижний палеозой и каледонский орогенез 405
3. Палеогеография и тектонические движения второй половины палеозоя 410
4. Палеогеография и литогенез мезозоя и палеогена 416
5. Отзвуки альпийского орогенеза 419
6. *Общий ход развития Урало-Тянь-шаньского сооружения* 420

Часть пятая. **Сибирская платформа и складчатые сооружения побережья Тихого океана**

I. Общая характеристика восточной части СССР 424
II. Сибирская платформа 425
1. Теория «древнего темени Азии» и современные воззрения 425
2. Очертания и тектоническая структура Сибирской платформы 426
3. Стратиграфия докембрия 433
4. Нижний палеозой 435
5. Тунгусская свита и сибирские траппы 440
6. Морские и континентальные мезозойские отложения . . . 442
7. Кайнозой 445
8. История развития Сибирской платформы 446
9. Этапы образования полезных ископаемых 450
III. Монголо-Охотское складчатое сооружение 451
1. Общий очерк тектоники 451
2. Основные представления о докембрии и палеозое 457
3. Стратиграфия морского и пресноводного мезозоя 459
4. Кайнозой 462
5. Элементы истории развития 463
6. Полезные ископаемые 465
IV. Верхоянско-Чукотская складчатая страна 466
1. Тектоническая структура 466
2. Элементы стратиграфии и истории развития 471
3. Полезные ископаемые 474
V. Восточно-Азиатская геосинклиналь 474
1. Тектоническая структура 474
2. Стратиграфия и история развития 478
3. Полезные ископаемые 482

Часть шестая. **Основные тектонические и палеогеографические черты развития СССР**

I. Схема тектоники СССР 483
1. Исторический обзор 483
2. Тектоническая структура СССР 487
II. Тектоническое и палеогеографическое развитие СССР 490
1. Элементы развития в докембрии 490
2. Палеогеография нижнего палеозоя и каледонский орогенез 491
3. Подготовка и проявление герцинского орогенеза 495
4. География мезозоя и тихоокеанская складчатость 499
5. Альпийский орогенез и создание современной структуры 504
6. Общие пути развития 506
Основная литература 509
Указатель географических названий 517
Указатель географических терминов 527
Указатель авторов 534
Указатель латинских названий 537
Пояснительная записка к тектонической карте Архангельского и Шатского 543
Пояснительная записка к структурной схеме СССР 543

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга составилась из лекций, читанных автором для студентов-геоморфологов в Московском университете. Ее целевая установка — дать учебник по геологии СССР, который, с одной стороны, удовлетворял бы нужды университетского преподавания, а с другой, давал бы геологическое строение СССР и историю его развития в достаточно общем и сжатом виде, отличаясь при этом уклоном в сторону палеогеографии и геоморфологии.

Не является секретом, что русская геологическая литература не обладает книгой, в которой бы излагалось в соответствующей указанным задачам форме геологическое строение СССР. Единственное пособие этого рода — книга акад. Архангельского — не захватывает всей территории Союза, ограничиваясь только западной частью Советской страны. К тому же, как это подчеркивает и автор, эта книга не является учебником, так как она построена неравномерно и заключает громадный фактический материал.

План настоящей книги построен по региональному принципу: геологическое строение СССР излагается по отдельным районам, представляющим единое тектоническое целое. Они объединяются в крупные разделы, охватывающие основные тектонические единицы Союза. Рассмотрение предмета по районам позволяет представить в легко обозримом виде структуру соответствующего тектонического элемента как в плане, так и в разрезе. Кроме того, оно дает возможность коснуться историко-геологического развития района и этапов его изменения вплоть до настоящего времени и тем самым показать генезис современной физико-географической обстановки из ряда изменений ее в прошлом. Нужно оговориться, что в книге почти совсем не излагается вопрос о четвертичных отложениях, так как при крайне выросшем в настоящее время этом разделе нашей науки нет возможности включать учение о четвертичных отложениях в геологию СССР. Для необходимой полноты картины самые основные понятия о четвертичной истории районов даются, но в очень большом раккурсе. Ряд районов объединяется, как уже сказано выше, в одно крупное тектоническое целое, и история такого обширного элемента, как, например Русской платформы, излагается, сопровождаясь

объединением материала по отдельным районам в порядке систематического исторического изложения. При описании какой-либо области вначале дается картина тектонической структуры. Этот прием является несколько, правда, необычным, но он оправдывается необходимостью увязать стратиграфию со структурой земной коры в данном районе, установить связь с нею фаций и характер литогенеза, что особенно важно для платформ, но имеет также очень большое значение и для горных сооружений.

Второй частью описания области является изложение стратиграфии ее с учетом изменения литологического и фациального характера. Фауна приводится по мере необходимости для характеристики возраста, зоогеографической провинции и фаций; поэтому, не давая списков ископаемых, все же приходится упоминать весьма значительное количество форм, без которых обойтись невозможно. Вопросы петрографии магматических пород рассматриваются совместно с тектоническими; имея в виду наличие книги Е. А. Кузнецова и В. И. Лучицкого «Петрографические провинции СССР», автор не считал нужным углубляться в чисто петрографические проблемы. В заключение описания района дается история его развития, в которой повторяются снова основные тектонические факты и построения. В каждой главе приводятся также сведения и о полезных ископаемых района, рассматриваемых в качестве продуктов его геологической истории. Целевая установка книги на палеогеографию, а не на литологию и разведку, заставляет эти стороны геологии рассматривать очень кратко, тем более, что полезные ископаемые представляют собою настолько важный раздел геологии, что требуют крайне подробного их рассмотрения; это последнее не могло бы быть умещено в книгу, и без того слишком обширную, и ввело бы в области очень далекие от основной темы.

В сводных главах по крупным тектоническим единицам даются сведения о стратиграфической связи отдельных районов между собою, о тектоническом плане больших пространств Союза, о фациальном и палеогеографическом развитии.

Наконец, в конце книги дается картина развития тектонической структуры и обусловливаемой ею палеогеографии по всему СССР в широком плане в качестве общей сводки сообщенного ранее материала по районам и крупным областям.

Региональному изложению предпосылаются главы об истории изучения СССР в геологическом отношении и учение о геосинклиналях в большей подробности, чем это имеет место в курсе исторической геологии. Последнее автор считает необходимым, чтобы дать читателю руководящую нить изложения самого предмета, без этого оно было бы очень трудно и чересчур схематично и схоластично.

При изложении материала автор старался сообщить наиболее новые данные, какие были в его распоряжении. Ввиду быстрого роста познания геологического строения СССР, с одной стороны, и медленности опубликования материалов, с другой, а также трудности использования фондового материала различных геологических организаций вполне естественно, что книга по выходе из печати будет заключать только данные, опубликованные к июню 1937 г. Из-за этого обстоятельства материал, сообщаемый в книге, будет несколько отставать от уровня данных, имеющихся в момент выхода книги в свет, но с этим необходимо примириться. Автор предпочитал давать сведенный материал, если же такого не имеется, сообщать наиболее важные данные и из специальной литературы, стараясь не вдаваться в слишком большие подробности. Однако автор не считал возможным отступать перед контроверзами, имея в виду, что курс геологии СССР должен ввести студентов в круг геологических вопросов и проблем и приучить их пользоваться специальной литературой.

В качестве иллюстрационного материала к книге приложены тектонические схемы, палеогеографические карты, фациальные схемы и профили; последние приводятся в большом количестве, так как зрительное впечатление обычно дает много больше, чем самое лучшее описание структуры. К сожалению, выбор профилей в нашей литературе очень ограничен: они либо чересчур детальны, либо устарели, либо не характерны, либо построены методически неправильно. В конце книги помещена карта Архангельского и Шатского как единственная у нас правильно построенная тектоническая схема. Она снабжена указанием на те ее части, которые уже не соответствуют современному уровню наших знаний; так как эта карта несколько устарела, автор счел необходимым дать карту, которая бы учитывала новейшие данные по тектонике. Книга снабжена списком литературы по районам, куда вошли наиболее важные сочинения, главным образом сводного характера, а из других те, которые трактуют в большом плане о каком-либо вопросе или же дают новые принципиально важные сведения. В тексте упоминается ряд авторов, работами которых автор пользовался; они не включены в список литературы, так как это сделало бы его слишком громоздким для учебных целей.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность заслуженному деятелю науки проф. Я. С. Эдельштейну, взявшему на себя труд проредактировать книгу и сделавшему целый ряд весьма ценных указаний, особенно по геологии Сибири. Кроме того, автор выражает свою признательность Д. И. Яковлеву, поделившемуся с ним рядом новейших данных по геологии Чу-Илий-

ских гор и массива Хан-Тенгри и тем дав шему возможность внести в книгу ряд новейших достижений по геологии Средней Азии, М. М. Ермолаеву и Всесоюзному арктическому институту, разрешившим воспользоваться некоторыми последними данными по геологии Арктики, и, наконец, Н. П. Хераскову, любезно предоставившему для использования его тектоническую карту северо-востока Азии и сообщившего по этой области ряд новых неопубликованных сведений.

Автор надеется, что его работа найдет отклик среди геологов и географов и просит сообщать ему свои замечания, за что он заранее благодарит своих товарищей по работе. Первый опыт составления учебника по геологии СССР, естественно, не может быть свободен от недостатков, на которые автор просит обратить его внимание.

Проф. *А. Н. Мазарович*

Московский государственный университет
Почвенно-географический факультет, кафедра
геологии. 20 июня 1937 г.

10

Часть первая

ОБЩЕЕ ВВЕДЕНИЕ

I. ПРЕДМЕТ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СССР

Региональная геология имеет своей задачей изучение геологического строения какой-либо части земной коры — района, страны или целого материка. При указанном изучении рассматривается стратиграфия выбранного для этой цели участка, определяется возраст слагающих его слоев земной коры и их залегание в пространстве, а также характер и соотношение с осадочными толщами магматических пород, развитых на площади данной территории. Огромное значение имеет правильное представление о структуре страны, выводимое из тектонических наблюдений горных сооружений и наблюдаемых в них стратиграфических соотношений. Фактический тектонический, стратиграфический и геоморфологический материал дает возможность нарисовать историю геологического развития данной территории, проследить те этапы, через которые оно прошло и объяснить причины возникновения той или иной структуры. Если мы вспомним, что геологическая история какого-либо участка земной коры определяет минеральный состав, запасы и условия залегания полезных ископаемых, расположение и характер подземных вод, инженерно-геологические свойства развитых на этом участке геологических образований, характер почвенного покрова и особенности рельефа, то станет ясной исключительная важность изучения геологического строения и геологической истории того или иного района, той или иной страны.

Тем более важно, тем более нужно в точных и ясных чертах представить себе все многообразие строения и сложнейшую геологическую историю такой страны, как СССР, занимающей одну шестую часть всей суши и включающей в себе и величайшие в мире горные системы, и обширнейшие равнины, и знойные песчаные пустыни Средней Азии, и погребенные под льдами и снегами побережья и архипелаги островов Арктики. Это тем более важно и нужно, что геологическое изучение страны дает основу для построения промышленности и что вся эта страна является ареной напряженной работы огромного коллектива, строящего новую жизнь, созидающего социалистическую культуру.

Между тем эта задача исключительно трудна и ответственна. Огромная протяженность нашей родины и крайняя малодоступность некоторых ее частей делает ее познание очень неравномерным: в то время как европейская ее часть исследована уже с достаточной полнотой, о Сибири мы имеем представления далеко не полные, а наши

знания о крайнем северо-востоке Азии, о Памире, о Саяне и Дальнем Востоке определялись до последнего времени только самыми общими представлениями, зачастую неверными.

Трудности изучения нашей территории усугубляются также и тем, что само строение СССР очень разнообразно. Мы видим здесь и устойчивые тектонические области — платформы, прикрытые горизонтальными слоями осадочных напластований, возникшие в различные геологические эпохи, и сложно построенные складчатые сооружения, изобилующие выходами разнообразных магматических пород; это вызывает необходимость глубокой теоретической разработки наших представлений в области основных положений геологии. Между тем эти вопросы до сих пор у нас еще недостаточно разобраны. Масштабы наших тектонических сооружений и их сложное строение дозволяют внести в дальнейшем, при их тщательном изучении, весьма многое в теоретические представления геологической науки, развившейся ранее главным образом на основе изучения незначительной по площади Западной Европы. Очень часто случается, что обобщения европейских геологов оказываются очень мало приложимыми к Азии и к нашей стране в частности.

Начало геологического изучения России положили первые академики — русский Лепехин и немецкие ученые, приглашенные русским правительством в XVIII веке — Георги, Гмелин и в особенности Паллас, собравший ряд геологических данных во время своих продолжительных путешествий по России и Сибири. Англичанин Странгвейс дал первую геологическую карту России (1829 г.). К тому времени появился и ряд русских ученых геологов, посещавших ту или иную часть страны (Языков, Фишер фон Вальдгейм и др.). Этапом в истории изучения нашей страны является двухлетняя поездка английского геолога Мурчисона, француза Вернейля и русского ученого графа Кейзерлинга. Эти ученые систематически расположенными маршрутами дали общую геологическую характеристику страны в книге The Geology of Russia in Europe and the Oural mountains. (Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского), выпущенной двумя томами в Лондоне в 1845 г. Это положило основу систематическому изучению европейской части нашей родины; имена Эйхвальда, Ауэрбаха в начале, Гельмерсена, Траутшольда, Пандера, Головкинского, Иностранцева, Армашевского впоследствии связаны с послемурчисоновским периодом. На Кавказе в это время работали французы Дюбуа де Монпере, Фурнье, немец Абих и др. В Сибири отметим работы ссыльных поляков — Черского и Чекановского, а также Кропоткина, Лопатина, Миддендорфа, Толля, Богдановича и Обручева. Отдельные ученые работали в составе научных обществ —Петербургского минералогического и Московского общества испытателей природы, существующих и в настоящее время. В 1882 г. страница истории геологического изучения нашей страны снова переворачивается — учреждается Геологический комитет, на который возлагается геологическое изучение страны и составление десятиверстной геологической карты Европейской России. В это время работают крупные геологи: А. П. Карпинский, Ф. Н. Чернышев, Ф. Б. Шмидт, А. А. Краснопольский, С. Н. Никитин, Н. А. Соколов, А. П. Павлов,—имена, которые мы в дальнейшем не раз

будем вспоминать, так как они положили начало тектоническому, стратиграфическому и палеонтологическому изучению нашей территории. Так, Карпинский, Чернышев и Краснопольский изучали палеозой Урала, Шмидт—прибалтийский силур, Соколов—третичные отложения юга, Никитин и Павлов — юрские и меловые образования Подмосковного края и Поволжья. Карпинский первый дал тектоническую схему Русской платформы и составил для нее первые палеогеографические карты.

Работы Геологического комитета сосредоточены были вначале в центре, в Поволжье и на Урале. Скоро, однако, систематическое изучение геологии страны стало заменяться исследованиями, связанными с потребностями промышленности, хотя и находившейся в то время в частных руках, но предъявлявшей уже требования геологического обоснования предпринимаемых разведок и разработок полезных ископаемых. Так, большие работы были развернуты на Урале, в Донецком бассейне и в нефтеносных районах Кавказа.

Одновременно с Геологическим комитетом начали геологические работы различные земства (Нижегородское, Самарское, Полтавское, Саратовское, Пензенское и др.), которые внесли очень много в познание геологического строения соответствующих губерний. Далее, возникшая в девятисотых годах Комиссия по изучению фосфоритовых залежей, из которой вырос современный Научный институт по удобрениям и инсектофунгисидам (НИУИФ), собрала сырой материал из области развития юрских и меловых пород, к которым главным образом приурочены фосфориты. В Средней Азии работ было еще очень мало — отметим экспедиции Мерцбахера, Романовского, И. В. Мушкетова. Восточнее — на Алтае — изучалась геология и полезные ископаемые на «кабинетских» землях, т. е. принадлежавших царскому двору. К этому же времени относятся также работы вдоль строившейся тогда Сибирской ж. д. и на золотоносных землях бассейнов Енисея, Лены и Амура.

Таким образом, в дореволюционное время самыми разнообразными организациями был собран значительный материал, но большей частью не проработанный и не сведенный в одно целое. Нужно отметить лишь сводные работы Карпинского по Русской платформе и Романовского по Средней Азии. Теоретические работы касались стратиграфии и описания фаун. Тектонических сводок не было сделано так же, как и не было каких-либо сводных работ по стратиграфии. Это был период накопления материалов главным образом по европейской части, азиатские же пределы царской империи изучались очень слабо.

После великой Октябрьской социалистической революции картина меняется — почти все геологические работы, включая и разведку, объединяются в Геологическом комитете, организуется ряд научно-исследовательских институтов (Институт прикладной минералогии, цветных металлов, удобрений, нефтяной и др.); большие гидрогеологические работы ведутся Наркомземом. Особенно сильно стали развиваться геологические работы в начале первой пятилетки, так как очень быстро выяснилось, что требования бурно растущей социалистической промышленности не удовлетворяются выявленной сырьевой базой, что вызвало резкое усиление разведок и общих геологических работ. Огромное коли-

чество материала, по большей части еще не опубликованного, было собрано в это время. Была закончена десятиверстная съемка Европейской части Союза уже тогда, когда жизнь ее далеко опередила; поэтому все чаще и чаще стали ставиться детальные съемки. Много сил и средств было употреблено на работы по изучению Урала, Кавказа, Средней Азии и Сибири. В дальнейшем Геологический комитет был упразднен, был создан геологический центр, в ведении которого состоят районные геологические тресты, в Ленинграде— ЦНИГРИ — Центральное геологическое научно-исследовательское учреждение, в Москве — Всесоюзный институт минерального сырья и Всесоюзный геологический фонд, который хранит все геологические материалы по СССР.

Огромное количество распыленных геологических данных вызвало усиленную теоретическую работу по их объединению в региональные сводки и подытоживанию стратиграфии и тектоники в виде глубоких теоретических выводов из собранного материала.

В результате мы имеем сводку стратиграфии, уже несколько устаревшую, по Поволжью и Средней России Архангельского, его же выявление тектонических особенностей Русской платформы, а в последнее время им же дана общая сводка всей территории Союза до р. Енисея на востоке. Им же совместно с Шатским была впервые дана общая тектоническая картина всего Союза. По Уралу у нас нет общей сводки, но существует ряд статей в объяснительной записке к геологической карте Урала. По Кавказу имеется сводка тектоники Ренгартена; по Средней Азии есть сводка Наливкина и ряд обобщающих его работ. Для Казахстана стратиграфию и тектонику обобщил Кассин. По Сибири мы имеем сводки В. А. Обручева и новейшие работы Нехорошева, Эдельштейна, С. В. Обручева. Для Дальнего Востока имеется сводка Криштофовича. Анализ тектоники Сибирской платформы дал Шатский.

Таким образом, мы уже находимся совершенно в ином положении, чем накануне Октябрьской революции — геологические работы распространились очень широко, и создан ряд региональных сводок. Однако теоретических работ в области тектоники и палеогеографии еще мало; упомянем попытки в этом направлении Тетяева, Архангельского, Ферсмана и других геологов и минералогов.

С каждым годом увеличивается число появляющихся геологических работ; обнять их одному человеку уже становится невозможным, тем более, что очень большое количество их печатается в различных местных изданиях, иногда очень трудно доступных. Масса результатов работ еще не опубликована, а сохраняется в фондах учреждений и научно-исследовательских институтов; пользоваться этим материалом, естественно, возможно только на месте.

В настоящее время, когда геологические работы ушли далеко вглубь организма нашей громадной страны, материалы по ним можно найти не только в научных учреждениях, но и во всевозможных хозяйственных организациях; немало данных собирается различными краеведческими организациями и, наконец, туристами. Все это заставляет нас указать на возможные пути собирания геологического материала в печатных органах и учреждениях.

В настоящее время плановую работу по изучению геологического строения Союза ведут органы Главного геологического управления

(ГГУ) силами различных геологических трестов на периферии и ЦНИГРИ (Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт) в Ленинграде. В последнем имеются Центральные геологические музей и библиотека, а в Москве при ГГУ существует фонд, заключающий очень большое количество материала, в том числе еще и много неопубликованного. Подобного же рода собрания имеются и на местах в геологических трестах. Северную часть нашей родины усиленно изучает Всесоюзный арктический институт, добившийся в этом направлении очень больших успехов.

Большую работу по выяснению полезных ископаемых и по теоретическому изучению их генезиса ведет Институт минерального сырья (ИМС) в Москве, в который включен в настоящее время и прежний Институт прикладной минералогии. Обширные работы были проведены Научным институтом по удобрениям (НИУ) в Москве, где хранится большой геологический материал, главным образом связанный с месторождениями фосфоритов. Нефтяной геолого-разведочный институт провел очень крупные работы в нефтяных районах Союза. Академия наук СССР собрала массу геологического материала при своих комплексных экспедициях в национальные республики Союза. В ее системе мы видим Геологический, Палеозоологический, Петрографический, Геохимический институты и Комиссию по изучению четвертичного периода. Такие организации, как Гидроэлектропроект, Нижневолгопроект и др. имеют очень большое количество материала, нужное для их практического дела.

На Украине геологические работы ведутся помимо Украинского геологического треста Украинской академией наук и рядом организаций научно-исследовательского и прикладного характера. Геологические работы ведет также Белорусская Академия наук.

Все эти организации имеют свои печатные органы, к которым и приходится обращаться при знакомстве с геологией Союза.

Назовем из них главнейшие: «Труды Главного геологического управления», носившие прежде название «Материалы по общей и прикладной геологии», затем «Труды ГГРУ», «Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения». Кроме того, существовали объемистые «Труды Геологического комитета» и «Известия Геологического комитета», впоследствии называвшиеся «Известия ГГРУ» и «Известия Геолого-разведочного объединения». Из периферийных изданий отметим «Труды Западно-Сибирского геологического треста», «Труды Восточно-Сибирского геологического треста» и другие издания трестов. Далее укажем прекратившие свое существование «Материалы по геологии России», издававшиеся Всероссийским минералогическим обществом. Последнее продолжает издавать «Записки Российского минералогического общества»; в Москве издается «Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологии», заключающий всегда очень свежий и интересный геологический материал. В «Известиях географического общества» и его «Записках» можно также найти много геологического материала. В последнее время издается журнал «Проблемы советской геологии», в котором помещаются новые данные, разработки новых точек зрения и т. д.

Еще отметим «Известия Академии наук СССР», «Труды Комиссии Академии наук СССР по изучению четвертичного периода», «Труды Геологического института», «Труды Палеозоологического

института» и т. д. «Ежегодник Русского палеонтологического общества» и др.; следует иметь в виду, что очень важные геологические работы помещаются в «Трудах Арктического института».

Помимо этих главных изданий, геологические статьи можно найти в ряде изданий научных обществ, университетов, втузов и т. д. Старая литература собрана в «Ежегоднике по геологии и минералогии России» Н. И. Криштофовича и в «Русской геологической библиотеке».

В заключение приведем список главнейших сводных работ.

1. Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюллетень М. об-ва. исп. прир., отдел геологии, т. XI (4), 1933.

2. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР, западная часть, 2 изд. 1934.

3. Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. I и II, 1919—1926.

4. S. v. Bubnoff. Geologie von Europa, Bd. I, Osteuropa.

5. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. 1926.

6. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. 1926.

7. Объяснительная записка к геологической карте Урала в масштабе 1 : 1 000 000. 1930.

8. Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. 1932.

9. Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР, М. 1936.

10. Обручев В. А. Геология Сибири (издание не закончено).

Сводные работы по отдельным районам и областям будут приведены в дальнейшем при их описании [1].

II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СССР

Рассматривая геологическую карту Союза, мы сразу же выделяем ряд крупнейших геологических районов, отличающихся своими структурными особенностями. Среди этих районов бросаются в глаза две крупные области со спокойным залеганием пластов— Русская и Сибирская платформы. Далее отметим разделяющую их древнюю складчатую область — Урало-Тянь-шаньскую геосинклиналь, покрытую в северной части горизонтальным покровом новейших отложений и заключающую ряд элементов, сильно отличающихся друг от друга. Многие авторы не склонны объединять их в этом тектоническом комплексе, о чем подробнее речь будет итти в части IV этого труда.

К ней относятся складки Новой Земли, Урала, Таймырского полуострова, Казахстана, Алая, Тянь-шаня, Тарбагатая, Алтая и Западного Саяна. Среди крайне плохо известных нам горных сооружений, лежащих восточнее Сибирской платформы, мы различаем Верхоянскую геосинклиналь, протягивающуюся от Ново-Сибирских островов до Охотского моря, складчатые зоны Чукотского полуострова, Монголо-Охотскую геосинклиналь. включающую Во-

[1] Во время печатания этой книги вышли 25 геологических путеводителей XVII Международного геологического конгресса, а также обширная сводка, изданная Академией наук СССР. «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР», составленный Архангельским, Меннером, Шатским и др. К сожалению весь этот материал не мог быть использован при составлении этой книги.

сточный Саян, Забайкалье и Становой хребет, область бассейнов рр. Зеи и Буреи, Сихотэ-алин и крайнюю Восточно-Азиатскую геосинклиналь, протягивающуюся от Сахалина на Камчатку.

К югу от Русской платформы и Урало-Тянь-шаньской складчатой зоны протягивается новейшая складчатая зона, обнимающая Крым, Кавказ, складки Закавказья и Копет-даг. Между этой Альпийско-Гималайской складчатой зоной и Уралом располагаются складки Мангышлака и Туар-кыра, составляющие особый промежуточный структурный элемент.

Геоморфологически все указанные области обозначаются несколько иначе, так как современный рельеф во многих местах не соответствует складчатому строению, древние же складчатые зоны имитируют новейшие горные сооружения; поэтому мы выделим следующие геоморфологические области (табл. I):

1. Русская равнина с ледниковым насаженным рельефом на севере и эрозионным выработанным рельефом на юге. Эта область полностью соответствует Русской платформе.

2. Область складчатых новейших гор Крыма, Кавказа и Закавказья.

3. На юго-востоке Русской равнины обособляется обширная равнина, сложенная четвертичными морскими осадками каспийских трансгрессий, почти совершенно не расчлененная и в некоторых своих частях опущенная ниже уровня океана.

4. Русская равнина ограничена с востока Уральским горным хребтом — западной окраиной обширной горной страны, ныне погребенной под осадками бассейна Оби. Урал представляет собою снивеллированную до основания палеозойскую складчатую систему, приподнятую и расчленяющуюся в новейшее время; она начинается у мыса Желания и заканчивается южной оконечностью Мугоджар.

5. На восточной окраине Каспийского моря расположена мезозойская складчатая система Мангышлака, окруженная широким степным пространством.

6. Между нею и Аральским морем лежит плато Усть-Урт, ограниченное эрозионными обрывами и сложенное горизонтальными слоями неогена, покрывающими мезозойские и палеозойские складки.

7. От Каспийского моря до устья Аму-дарьи и предгорий хребтов Средней Азии вплоть до Чу-Илийской равнины расстилаются песчаные пустыни, сложенные пресноводными и морскими образованиями новейшего времени, обрамленные с юга поясом лёсса.

8. К северу от Аральского моря вдоль восточного склона Урала протягивается степная полоса с массой бессточных озер и рек, носящая название «Тургайского пролива» — область мезозойских и третичных опусканий, заполненная новейшими осадками.

9. К востоку от нее расположена возвышенная степная область восточного Казахстана, представляющая древнейший приподнятый на юге пенеплен; она является срезанной до основания палеозойской складчатой страной, тесно связанной с Уралом с одной стороны, и Тянь-шанем, с другой.

10. Громадная Западно-Сибирская низменность сложена новейшими породами, залегающими поверх опущенных третичных и мезозойских горизонтальных осадков, в свою очередь, залегающих на

палеозойской складчатой стране, составлявшей в прежнее время одно целое с Уралом, но затем опущенной на большую глубину.

11. Начиная от Памира вплоть до верховьев Иртыша располагаются высокие горные цепи — Алай, Тянь-шань, Таласский и Джунгарский Алатау и другие, которые имеют своеобразное морфологическое расчленение, будучи образованы в палеозое и затем сравнены до основания путем образования древнейших пенепленов. Снивеллированные складки этих горных цепей были разбиты сбросами в новейшее время и в отдельных своих частях приподняты до высокогорных областей, неся обрывки разломанных древнейших денудационных поверхностей.

12. Сходный рельеф имеет вся область Алтая, Кузнецкого Алатау, Саяна и Хамар-дабана; здесь мы имеем тоже палеозойскую складчатую страну, также снивеллированную и также в новейшее время приподнятую до высокогорных вершин. Кроме поднятий, мы здесь имеем обширные опускания — Кузнецкая и Минусинская котловины; древние денудационные поверхности здесь более сохранены, и общее расчленение меньше, что делает, например, Восточный Саян крайне мало доступным хребтом.

13. На крайнем севере плато Бырранга занимает Таймырский полуостров — недавно приподнятая область палеозойской складчатости.

14. Южнее протягивается обширное понижение от устья Енисея до устья Хатанги, занятое морскими четвертичными отложениями.

15. От Енисея до Лены и Алдана располагается область, сложенная горизонтальным палеозоем и представляющая собою приподнятый пенеплен, омоложающийся в настоящее время; она является морфологическим отражением крупной тектонической структуры, а именно Сибирской платформы.

16. К юго-востоку к ней примыкает древняя складчатая страна Забайкалья и Станового хребта, пенепленизированная и приподнятая в новейшее время и вследствие этого обладающая омоложенным рельефом. Отличие от других приподнятых древних складчатых зон заключается в меньшей высоте и меньшей рассеченности рельефа.

17. Область Приамурья геоморфологически крайне мало охарактеризована — это частью омоложенные древние складчатые зоны, частью же широкие равнины, сложенные мезозойскими и третичными осадками.

18. Приморье составляется платообразными хребтами системы Сихотэ-Алина, представляющими палеозойскую и мезозойскую складчатую основу, залитую на громадной площади покровами базальта и обрезанную с востока сбросовым краем.

19. Остров Сахалин—область новейшей складчатости, обрезанная с обеих сторон сбросами. То же нужно сказать и относительно западной половины Камчатки, где молодые горные хребты чередуются с прибрежными равнинами.

20. Восточная половина Камчатки залита лавами; это — типичный вулканический район с громадными вулканическими конусами и другими элементами рельефа, связанными с интенсивной вулканической деятельностью.

21. В области между Леной, Колымой и Охотским морем мы видим систему вытянутых в юго-восточном направлении хребтов, про-

резываемых крупными реками. Это зона мезозойских сильно приподнятых хребтов, осложненных ледниковым рельефом. Район слабо изученный, об орографии его мы имеем еще пока очень смутные представления.

22. Последний район — область Чукотского полуострова и бассейна Анадыря — повидимому, область гор средней высоты, сложенных палеозойскими и мезозойскими складками, а также покровами кайнозойских эффузивов.

III. ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТФОРМ И ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ, ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

В предыдущей главе было показано, что территория, занимаемая Советским Союзом, состоит из весьма различных тектонических элементов; это выражается либо в существовании складчатых сооружений, либо в наличии обширных пространств с горизонтальным залеганием слоев. Поэтому мы можем выделить два главных тектонических элемента —п л а т ф о р м ы и г е о с и н к л и н а л и. Нам необходимо при этом остановиться несколько подробнее на свойствах тех и других и установить взаимоотношения их во времени и пространстве, не касаясь в данном месте истории развития теории геосинклиналей, полагая ее уже известной читателю из курса исторической геологии.

Если мы взглянем на обширную площадь развития горизонтально расположенных осадочных слоев, например, на Русскую равнину, то обнаружим, что под их покровом находится складчатое сооружение весьма древнего возраста, которое очень слабо реагировало на последующие складкообразовательные движения в соседних малоустойчивых областях земной коры. Такое тектоническое сооружение мы называем п л а т ф о р м о й. С. Бубнов различает в ней два элемента — горизонтальный осадочный п о к р о в ((Oberbau) и складчатое кристаллическое о с н о в а н и е (Tiefbau). Архангельский подчеркивает, что основным признаком платформы является резкое несогласие в напластовании между осадочным покровом палеозоя и складчатым основанием докембрия. В таком виде представляются нам д о к е м б р и й с к и е п л а т ф о р м ы, т. е такие участки земной коры, которые с начала палеозойской эры оказывались в достаточной степени устойчивыми. Между тем, региональная геология нас учит, что граница между горизонтальным покровом и складчатым основанием может быть найдена не только в основании кембрия, но и после каждого крупного орогенеза. Так в Западно-Сибирской низменности мы имеем налегание горизонтального мезозоя и кайнозоя на складчатое палеозойское основание. В нашем представлении Западно-Сибирская равнина тоже является платформой, но уже палеозойской. В дальнейшем мы увидим, что складчатое сооружение основания платформы имеет все черты геосинклинального образования, т. е. огромную мощность слагающих его пород, интенсивные дислокации, наличие большого количества изверженных масс и т. д. Покрывание складчатого основания горизонтальными слоями говорит нам о резко изменившихся условиях его существования, выразившихся в приобретении значительной устойчивости, т. е. в появлении условий развития, обратных тем, которые были характерны для него прежде.

Рассматривая осадочный покров платформы, мы убеждаемся, что он резко отличается от тех пород, которые слагают складчатое основание платформы. Действительно, этот покров отличается весьма небольшой мощностью: в то время как осадочные иногда полностью метаморфизированные свиты фундамента достигают мощности в многие тысячи и десятки тысяч метров, в осадочном покрове платформы мы встречаемся с цифрами совершенно иного порядка. Так, под Москвой девон имеет около 300—900 *м* мощности, карбон — 600 *м*, юра — 25 *м*, мел — 30—50 *м* и т. д. Подобные малые мощности говорят о весьма незначительном погружении платформы под уровень моря. На Сибирской платформе мы отмечаем мощности гораздо бо́льшие, указывающие на значительно бо́льшую ее подвижность. Далее мы увидим, что подвижность платформы теснейшим образом связана с возрастом последнего орогенеза; чем он моложе, тем подвижнее платформа, так как для приобретения ею устойчивости требуется весьма длительный отрезок времени. Следовательно, основным признаком платформы является малая мощность слагающих ее осадочных толщ.

Изучая характер залегания осадочного покрова на Русской платформе, мы обнаруживаем, что составляющие его слои либо залегают горизонтально, либо находятся в положении, близком к горизонтальному — наклоны обычно не превышают 1—2°, редко достигают 10—15°, а углы в 40—50° являются уже редкими исключениями. Подобного рода факты утверждают нас в мысли, что явления складкообразования несвойственны платформам и появление складчатых форм связано лишь с особыми тектоническими элементами платформ («валы») либо приурочены к краевым ее частям, где более резко сказывается влияние орогенеза соседней геосинклинальной зоны.

Явления метаморфизма также не свойственны платформе — все породы, слагающие ее покров, представлены осадками лишь диагенетически измененными, но не претерпевшими тех глубоких превращений, которые связаны с процессом метаморфизма.

Изверженные породы на платформах исключительно редки и по большей части совершенно отсутствуют; в случае наличия их мы встречаем главным образом породы основного ряда (базальты, диабазы), тогда как кислые и щелочные разности бывают приурочены иногда к периферии платформ, к области их взаимодействия с прилегающими геосинклинальными зонами.

Таким образом, платформа испытывала в течение ряда геологических периодов сравнительно небольшие опускания, благодаря чему она затоплялась неглубокими морскими бассейнами. Чем больше мощность отложенных последними осадков, чем более глубоководный характер они носят, тем больше был прогиб. Следовательно, по характеру морских отложений на платформах можно судить о колебаниях земной коры в смысле их интенсивности и возраста. Отсутствие магматической деятельности и постоянное пребывание в покое обусловливают и отсутствие явлений метаморфизма.

Преимущественные фации на платформах — прибрежные песчаные, глауконитово-песчаные или песчано-глинистые, с одной стороны, фации открытого моря с глинистыми отложениями, с другой, наконец, фации широкого открытого моря с органогенными осадками (известняки, мергеля, доломиты, опоки). Кроме того, в некото-

рых геологических периодах большое значение имели лагунные фации с их доломитами, мергелями, гипсами и каменной солью. В иных случаях широко распространены всевозможные континетальные фации — угленосные, красноцветные с чередованием пестро окрашенных мергелей, глин, песков и конгломератов, озерные, связанные с отложением песков и глин, и, наконец, ледниковые — нагромождение морен, флювиоглациальных песков, лёсса, песчано-глинистых образований речных террас и т. д. В то время как на Русской платформе морские фации встречаются во всех системах, на Сибирской имеют очень большое развитие континентальные породы верхнего палеозоя и мезозоя, так что принадлежность платформам тех или иных фаций зависит от геологической истории каждой из платформ.

Исходя из наблюдений над особенностями осадочного покрова платформ, из различия фациального сложения и мощности отложенных толщ, можно установить довольно большое разнообразие в смысле подвижности отдельных ее частей. Так, например, на Русской платформе имеются участки, которые с силура до послеледникового времени не затапливались морем (Балтийский щит) — естественно думать, что это район максимальной устойчивости. С другой стороны, мы имеем Поволжье с крайне мощным верхним палеозоем (2000 *м*) и большим количеством крупных трансгрессий в мезозое и палеогене; вполне ясно, что здесь участок земной коры отличается весьма большой подвижностью. Если взять Казахстан, то мы там находим каледонскую складчатость, после которой происходили весьма значительные прогибы земной коры, приведшие местами к довольно значительному складкообразованию. Подобные факты свидетельствуют, что платформы состоят из очень неравноценных частей в зависимости от того, какого возраста складчатое сооружение находится в основании того или иного их участка. Вполне естественно, что докембрийское основание наиболее устойчиво, так как консолидация, отвердение земной коры зашла здесь наиболее далеко; наоборот, герцинское складчатое основание отличается меньшей жесткостью, большей подвижностью, что отражается на характере платформы в этих участках. Нужно еще иметь в виду, что важную роль в консолидации складчатого фундамента основания играет большее или меньшее количество интрузий, метаморфизованных толщ, а также лавовых покровов.

Таким образом, платформы являются не монолитными, как бы выкованными из однородной массы, а наоборот, спаянными из частей очень различного возраста, и следовательно, и очень различной подвижности и податливости на внешние сгибающие усилия.

В связи с этим С. Бубнов установил ряд характеристик для отдельных частей земной коры в зависимости от их подвижности. Мы здесь целиком приведем составленную им таблицу ввиду теоретической важности этого построения немецкого геолога.

В эту таблицу (стр. 22) Милановский вносит некоторые изменения. Прежде всего он отмечает неудобство термина «шельф», которым обычно обозначается определенный геоморфологический элемент океанического дна в зоне мелкого моря; Милановский предлагает «шельфы» Бубнова заменить термином «плита». Далее следует отметить, что между подвижной плитой и геосинклиналью существует еще один переходный элемент, который ни Бубновым, ни Милановым

Таблица А

Структура земной коры по Бубнову

Характер участка земной коры	Эпейрогенез	Осадкообразование	Сингенетические движения	Орогенез	Примеры
1. Глыба I порядка	Преимущественно тенденция к поднятию	Отсутствует, либо континентальное	Слабые, широкие волнообразные движения	Грабены, поперечные сдвиги	Фенноскандия, Подольский щит, Африка
2. Глыба II порядка	Тенденция к поднятию, частью прерывающаяся	Отсутствует, либо обычно мелкое море, более мелкое, чем окружающий его бассейн, а также континентальное	Краевые волнообразные дислокации	Как 1	Шварцвальд, Чешский массив
3. Устойчивый шельф	Колебания между морем и сушей	Цикл от континентального осадкообразования до мелкого моря	Широкие, далеко идущие волнообразные движения	Дислокации на краях, зависящие от соседних массивов	Русская платформа и Сибирская платформа
4. Ингомогенный шельф	Как 2 и 3	Цикличное, но местами изменчивое	Волнообразные движения, разбитые включенными в середину глыбами	Дислокации на всей площади, зависящие от соседних массивов	Средняя и Южная Германия
5. Подвижный шельф	Преимущественно тенденция к опусканиям	Цикличное, большая мощность отложений	Узкие волнообразные движения	Слабая складчатость	Нижняя Саксония, Парижский бассейн
6. Геосинклиналь	Колебания между глубокими морем и горами; в общем тенденция к погружению	Циклы пропадают; батиальное и континентальное без определенной закономерности	Волнообразные движения узко сгружены и примыкают к последующему орогенезу	Интенсивная складчатость, зависящая от краевых частей только вблизи последних	Донецкий бассейн, Альпы, Рейнский массив в девоне и карбоне
7. Глубокое море	Погружение или же неподвижность	Батиальное и абиссальное	? Отсутствуют	? Отсутствует	Атлантический океан, Тихий океан

ским не отмечается. Это области, которые отличаются резкими дислокациями, соединенными с большим количеством разрывов в виде сбросов, сдвигов и мелких надвигов, обнаруживающих, что нарушения происходили в жестком массиве, но все же податливом на сгибающие усилия, сопровождавшиеся явлениями разрывов и разломов. Кроме того, подобного рода области отличаются весьма интенсивной вулканической деятельностью, изредка среди них встречаются и гранитные интрузии. Такова структура Крымской Яйлы, Западной Грузии, некоторых областей Средней Азии и т. д. По существу подобного рода структура земной коры представляет собою переход от подвижных плит к геосинклиналям. Их можно назвать «краевыми плитами», так как подобного рода структура обычно встречается по окраинам платформ.

Другое замечание по поводу таблицы Бубнова следует сделать в отношении геосинклиналей, которые, как мы увидим ниже, далеко неоднородны. Наконец, представляется сомнительной последняя категория — «глубокое море», так как структура океанического дна по существу нам неизвестна, говорить же о неизменяемости его, т. е. отрицать идею непрерывного развития отдельных элементов земной коры, нам совершенно не приходится. Вполне возможно в отношении некоторых участков океанического дна предполагать геосинклинальную природу последнего.

Обратим внимание теперь на другую сторону медали, иначе говоря, взглянем на структуру, противоположную платформе, — на геосинклиналь. Под этим термином мы в настоящее время понимаем участки и зоны земной коры, находящиеся в условиях весьма большой подвижности. Морфологически геосинклинальная природа этих областей познается нами, как и всегда, из собранного фактического материала. Мы отмечаем наличие в определенных зонах пород исключительной мощности, измеряемой многими десятками тысяч метров. Так, в Донецком бассейне мы имеем 15 000 *м* мощности, на южном склоне Кавказа 12 000 *м*, в других местах 20 000 и 30 000 *м*. Вполне ясно, что подобные мощности, к тому же обычно в однообразной фации, не могли образоваться в условиях неподвижного дна. Иначе говоря, следует думать, что появление подобных толщ осадков могло происходить лишь в условиях весьма крупных опусканий дна, что уже свидетельствует об очень большой подвижности подобных областей земной коры.

С другой стороны, наблюдения над расположением фаций и связи их между собою в геосинклинальных областях говорят нам, что явления погружения сопровождались не менее интенсивными явлениями поднятий. Крайняя пестрота фаций и их изменчивость во времени свидетельствуют, что погружения чередовались с поднятиями не только в пространстве, но и во времени. Ничего похожего мы не находим в области платформ, где фации в общем устойчивы и изменяются лишь на значительных расстояниях. Из этого мы можем вывести представление о том, что явления поднятий для геосинклиналей также типичны, как и явления погружения. Следовательно, одним из типических признаков геосинклинальной зоны является общая неустойчивость структуры, что определяет собою геосинклиналь как зону особенной подвижности земной коры в ту или другую сторону. Нельзя говорить, как это еще многими делается, что гео-

синклинали — это области погружения; последнее свойственно начальным фазам развития их, поднятия же также свидетельствуют о неустойчивой структуре, как и опускания.

Следующая особенность геосинклинальной зоны — это наличие исключительно сложных и интенсивных дислокаций; мы не знаем древних геосинклиналей, которые бы не были превращены в горные системы, морфологически выраженные в настоящее время или же срезанные денудацией. Орогенез для геосинклиналей является одним из самых отличительных признаков. Совместно с огромной мощностью осадков он доказывает нам исключительную подвижность этих областей земной коры. Следует отметить, что формы орогенеза, т. е. наличие шарьяжей, надвигов, изоклинальных складок или же присутствие сравнительно простых форм, не являются типичными для всех геосинклиналей. Так, в Альпах крайне развиты шарьяжи, на Урале — глыбовые надвиги, в Донецком бассейне — более или менее простые складки, на Кавказе — изоклинальные складки. Морфология дислокаций всецело зависит как от тектонического обрамления данной геосинклинали, так и от характера ее пород, так как вполне естественно, что плотные известняки дают иные формы складчатости, чем сланцы или флиш, а присутствие большого количества магматических пород создает опять иную структуру и сильно осложняет механические процессы, идущие в недрах геосинклинали.

В связи с явлениями погружения геосинклинальной ванны в высоко нагретые зоны земной коры стоит явление метаморфизма слагающих ее осадочных толщ. Этот процесс находится в тесной зависимости от очень значительного утонения гнейсового и гранитного фундамента геосинклинали по сравнению с мощностью его в области платформ. Имеются все основания думать, что в некоторых геосинклиналях, испытавших особенно сильное прогибание, кора из кислых пород и вовсе отсутствует и дно геосинклинали располагается непосредственно на основных породах базальтовой постели коры. Последнее можно вывести из массового появления в геосинклиналях продуктов диференциации основной базальтовой магмы (так называемых офиолитов), которая, по Бубнову, является постелью всех геосинклинальных областей погружения.

Во всех решительно геосинклиналях имеются зоны высокой метаморфизации пород, представленные филлитами, разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами типа парагнейсов.

Эта зона обычно приурочена к центральным частям погружающихся геосинклиналей; наоборот, по мере приближения к их периферическим частям мы встречаемся с породами, претерпевшими значительно меньшие изменения. Таким образом, области регионального метаморфизма связаны с гибкими зонами земной коры, и наличие их среди давно разрушенных горных систем ясно свидетельствует о геосинклинальной природе соответствующих образований.

Развитие геосинклинального прогиба и последующее проявление орогенеза неразрывно связаны с интенсивной магматической деятельностью, которая имеет очень разнообразные черты. Изучая крупную геосинклинальную область палеозоя (мы берем палеозой потому, что денудация очень глубоко вскрыла созданную горную систему и обнажила магматические ядра, которые скрыты в новейших горных цепях под мощным покровом осадочных пород), мы можем

наблюдать появление разнообразных основных излияний в виде порфиритов, дунитов, диабазов и т. д. Излияния имеют формы пластовых покровов, указывая тем, что извержения происходили на дне моря. Чем глубже прогибалась геосинклиналь, тем бо́льшие количества основных лав изливались на дно увеличивавшегося прогиба земной коры. Начало складчатости обозначается появлением интрузий основных магм в виде габбро, перидотитов и т. д. Максимум проявления орогенеза отмечается мощными интрузиями гранитов, гранодиоритов, диоритов и сиенитов. Наконец, конечная фаза орогенеза сопровождается появлением вулканов, которые извергают попеременно то основные, то кислые лавы.

Подобные изменения магматической деятельности могут быть объяснены тем, что прогиб геосинклинали сопровождается образованием разрывов ее дна и излияниями в процессе растяжения по трещинам мало диференцированной основной магмы на дно морского бассейна, занимающего данный прогиб. Наоборот, при начале складчатости образовавшиеся трещины замыкаются, и происходит выжимание из магматических очагов магмы, приобретающей при этом активный характер и проплавляющей осадочные толщи. Вполне естественно, что первые стадии интрузивной деятельности связаны с появлением опять же основной магмы и только впоследствии происходит внедрение гранитных масс, появляющихся благодаря массовому переплавлению осадочных пород и подстилающих их гнейсов. Крупные горизонтальные перемещения во время складкообразования, а в особенности разрывы при возникновении надвигов способствуют поднятию гранитной магмы в верхние части складчатого сооружения, где она не образует бездонных батолитов, как это обычно рисуется, а внедряется, как это показал Клоос (Cloos), по плоскостям напластования, образуя местами пластовые интрузии. Конечная фаза орогенеза отличается массовыми разрывами и сбросами, что способствует излиянию лав на поверхность в зависимости от тех магматических очагов, которые находятся по близости, и от процессов расщепления магмы, которые происходят в них.

Из этой краткой схемы магматических процессов в геосинклиналях видно, что она теснейшим образом связана с ними и является неотъемлемой частью тектонической деятельности этих гибких и податливых областей земной коры. Вполне понятно, почему на платформах, где нет больших прогибов земной коры и интенсивного складкообразования, нет и изверженных пород, появление которых приурочено к геосинклинальным областям. Исключение составляют платформенные области, богатые излияниями основных лав базальтового типа (траппы), как это имеет место на Сибирской платформе, на Декане, в Монголии и т. д. Нам ясно представляется при этом единство и неразрывность тектонической и магматической деятельности земли.

Этим, однако, не ограничивается сложная характеристика геосинклиналей: отметим наличие местного, контактного, метаморфизма по периферии магматических тел с рудообразованием в зонах соприкосновения нагретой магмы и как холодных осадочных толщ, так и прежних уже застывших масс изверженных пород. Вспомним, что каждый магматический очаг обрамлен, как венцом, системой апофиз и рудоносных жил как пневматолитического, так и метасоматиче-

ского характера, пересекающих осадочную толщу. Здесь необычайно ясна связь магматической деятельности и тектонических процессов с рудообразованием; таким образом, все это объединяется в одну мощную систему тектоники, вулканизма и геохимии, связанных между собою неразрывными нитями в единый исключительной важности геологический процесс.

Наша характеристика геосинклинали была бы неполна, если бы мы не обратили внимание на особенности осадкообразования в этих зонах земной коры. Фации геосинклиналей весьма различны — от абиссальных до лагунных и континентальных. Однако, некоторые группы пород свойственны исключительно им и больше нигде не встречаются. Следует упомянуть про такие образования, как плотные темные известняки, роговики и яшмы, связанные частью с глубоководными условиями, частью же с массовым внесением кремнезема в морские глубины подводными извержениями. Другой тип пород — это продукты перемывания вулканических образований — лав и туфов. Мы видим в силуре и девоне Урала, в юре Кавказа массовое накопление вулканогенных толщ — туфогенных песчаников и туфобрекчий. Огромную роль в геосинклиналях играют разнообразные глинистые фации, которые дают накопления глинистых сланцев исключительной мощности — породы, крайне широко распространенной в геосинклинальных условиях. На Кавказе мы встречаемся с флишем — бесконечным чередованием глин или сланцев с песчаниками и мергелями — отложений, совершенно лишенных остатков фауны. Образование этих пород связано с длительным прогибанием морского дна, иногда прерывчатым и колебательным. Наконец, снова напомним, что разнообразные метаморфические породы встречаются только в геосинклиналях.

Все вместе взятое дает нам очень яркую характеристику геосинклиналей как областей неустойчивого характера в земной коре, крайне подвижных в противоположность платформам, которые эту подвижность утратили.

Нам следует теперь уяснить себе, где проходят границы между платформами и геосинклиналями, как развиваются те и другие, и попробовать нащупать тот единый процесс изменения структуры земной коры, который объединяет в себе устойчивые и подвижные области литосферы, несмотря на их, казалось бы, прямо противоположные свойства. Но прежде чем переходить к этим заключительным вопросам нашего рассуждения, необходимо посмотреть, являются ли геосинклинали единообразными, и нельзя ли их разбить на отдельные типы, как это было сделано для платформ.

Материал по геологии СССР дает возможность установить три типа геосинклиналей. Одни из них представляют образования, окруженные платформами и отдельными глыбами, таковы Донецкий бассейн, Кавказ, Мангышлак. Геосинклинали эти узки и заняты складчатыми сооружениями, сравнительно несложно построенными; по классификации Шухерта (Ch. Schuchert) они являются м о н о г е о с и н к л и н а л я м и . Мы будем их называть г е о с и н к л и н а л я м и II п о р я д к а. Другие, наоборот, представляют собою широкие участки земной коры, расположенные между платформами — вроде Урало-Тянь-шаньской, Альпийской, Верхоянской и других геосинклиналей; они заключают в себе сложно построенные

складчатые сооружения, воздвигавшиеся в течение ряда орогенных эпох. Они соответствуют мезогеосинклиналям Шухерта. Это, по нашей терминологии, основные зоны прогиба, — геосинклинали I порядка. Из них мы отмечаем геосинклинали, давно сформировавшиеся и перешедшие уже на положение платформ, а также такие, в которых в настоящее время складкообразование еще не окончилось, но продолжает развиваться — это зоны современного складкообразования. Наконец, имеются современные живущие геосинклинали, находящиеся между платформами и океаническим дном (Камчатка, Япония); Шухерт их называет парагеосинклиналями — это типичные живые геосинклинали.

В связи со всем сказанным мы построим таблицу (стр. 28), аналогичную таблице Бубнова, но с теми изменениями, которые внесены Милановским, и теми, о которых говорилось выше, с примерами, взятыми из советской геологии.

Для наших практических целей важно установить, где кончается платформа и где начинается геосинклиналь. Приведенная выше характеристика тех и других дает нам возможность провести эту границу, исходя из морфологическо-структурных данных. Это дело осложняется тем, что обе противоположные по своим свойствам структуры связаны рядом переходных элементов, в которых свойства платформы постепенно сменяются свойствами геосинклинальной зоны. Затруднения усугубляются в тех случаях, когда складчатое сооружение опрокинуто на платформу и когда, следовательно, истинная, географически понимаемая, граница от нас скрыта надвинутыми складками. Практически можно провести границу платформы и геосинклинали там, где: 1) мощности отложений оказываются очень значительными, 2,) где появляются фации, свойственные геосинклиналям (например, флиш или темные известняки с основными эффузивами), 3) где начинают обнаруживаться формы очень интенсивной тектоники. Во многих случаях (западный склон Урала, южный склон Кавказа) первые два признака не могут быть установлены ввиду перекрытий, и тогда единственным критерием является начало зоны интенсивной тектоники.

В случае существования краевых плит граница платформ и геосинклиналей стушевывается, и принадлежность области к тем или другим выявляется с большим трудом.

Далее мы переходим к установлению главнейших этапов развития земной коры, исходя из того анализа его, который мы провели на предыдущих страницах, приняв за исходный пункт начальные стадии геосинклинали.

Погружение геосинклинали начинается узким прогибом, который все более и более расширяется, сопровождаясь появлением горбов, геоантиклиналей. Когда этот процесс захватывает большие площади и погружение достигает больших глубин, осадочный процесс выражается накоплением огромных толщ пород. Последние, попадая в области высокой температуры и давления, очень богатые газами магмы, преобразуются в те породы, которые мы называем метаморфическими — песчаники переходят в кварциты, известняки — в мраморы, глины—в разнообразные кристаллические сланцы.

При прогибе происходят интенсивные подводные вулканические излияния основных и ультраосновных пород, чередующиеся с тол-

Структура земной коры

Таблица Б

(по Бубнову, с изменениями и дополнениями Милановского и автора)

Характер участка земной коры	*Эпейрогенез*	*Осадкообразование*	Сингенетические движения	*Орогенез*	*Примеры*
1. Глыба I порядка	Тенденция к поднятиям	Либо отсутствует, либо образуются континентальные породы	Слабые изгибы большого радиуса, разломы, сбросы	Глыбовые поднятия по линиям расколов	Балтийский щит, Азовско-Подольская глыба, Алданская глыба
2. Глыба II порядка	Поднятия чередуются с опусканиями	Либо отсутствует, либо имеет характер континентальных или неритовых осадков	Валообразные поднятия	То же, что и в 1	Урал, Восточный Казахстан, Алтай, Тяньшань
3. Устойчивая плита	Колебания между *сушей и мелким* морем	Континентальное или *неритовое*	Широкие изгибы	Краевые слабые дислокации (*отзвуки* соседнего орогенеза)	Краевые части Сибирской платформы, Подмосковный бассейн
4. Подвижная плита	Преобладающее погружение	Неритовые и батиальные отложения часто повторяющихся *трансгрессий*, нередко с большой мощностью	Образование валов и мульд; расколы, сбросы и опускания	Слабые складчатые движения	Восточно-Русская впадина, Ленско-Вилюйская впадина
5. Краевая плита	Погружение	Большая мощность осадков в неритовой *зоне*	Сбросовые и надвиговые проявления	Складчатость большого размаха; сильные эффузии при сравнительно незначительных интрузиях	Крым, Рионско-Куринская глыба, Прибайкальская зона
6. Геосинклиналь II порядка	Погружение и поднятие горных хребтов небольшого линейного протяжения	Огромная мощность осадков различных фаций	Узкие зоны изгибов, связанные с последующим орогенезом	Резкая складчатость, чешуйчатые надвиги, интенсивный вулканизм, слабые интрузии	Донецкий бассейн, Мангышлак, Кавказ
7. Геосинклиналь I порядка	Крупнейшее погружение; крупные горные поднятия огромного *протяжения*	Огромная мощность осадков, наличие отложений глубокого моря, частые смены фаций	Крупные эффузии основных лав	Интенсивный орогенез, надвиги, шарьяжи, крупнейшие интрузии, надземный *вулканизм*	Урал в палеозое, Алтай в палеозое; Армянская складчатая зона, Карпаты, Альпы

щами осадочных пород. В некоторых геосинклинальных прогибах масса эффузивов исключительно велика, доходя до 80% всего состава пород. Следует отметить колоссальные накопления лав в течение силура на Урале, в течение триаса и юры в Кордильерах и Андах. Наличие основных эффузий, таким образом, обозначает стадию погружения геосинклинали.

Вторая фаза ее жизни соответствует взаимно связанному погружению и поднятию: отдельные участки опускаются, и в них накапливаются огромные толщи темных, обычно немых, известняков и глинистых сланцев. Другие участки, наоборот, поднимаются, что связано с отложением песчаных пород; местами работают вулканы, очень часто обрамленные коралловыми рифами, появление которых для описываемой фазы развития геосинклинали очень характерно. Эта фаза отличается крайним разнообразием фаций. Море приобретает характер архипелага, состоящего из бесчисленного количества больших и малых островов. Современный ландшафт Зондских и Моллукских островов дает представление о характере геосинклинальных морей в эту стадию развития.

Затем начинают проявляться первые складчатые движения— образуются пологие гребни то в виде обширных мелей, то в виде удлиненных масс суши. Постепенно прогибы геосинклинали заполняются осадками, море мелеет и распадается на отдельные проливы и узкие заливы; отшнуровываются лагуны и образуются озера. Быстро возникают из-под уровня моря складчатые цепи, и прежнее геосинклинальное море превращается в невысокую складчатую страну. К этому времени приурочиваются интенсивные гранитные интрузии, которые всегда сопровождают главную фазу орогенеза. Нужно отметить, что появление геоморфологического хребта и образование высокогорных областей не совпадает с главной фазой орогенеза, а бывает следствием крупнейших движений эпейрогенического характера, когда вся горная система сводообразно поднимается кверху. Этот процесс сопровождается многочисленными дислокациями сбросового типа и напряженной вулканической деятельностью.

Таким образом, погружение геосинклинали указывает на то, что данный участок земной коры делается особо пластичным, особо мягким, что обычно связано с растягивающими движениями земной коры. Это растяжение позволяет основной магме проникать в осадочную свиту, отлагающуюся на дне прогиба. Затем процесс меняет знак и переходит в обратное движение — в сжимание и складкообразование. Момент перехода выражается чередованием поднятий и понижений. Берет верх сжимающее усилие, которое разрешается в мощном складкообразовании, в наворачивании покровов и в выжимании гранитной магмы из ее очагов в более верхние горизонты осадочной свиты. При этом процессе структура земной коры меняется—из пластичной, податливой (конечно, в масштабе литосферы) она делается все более и более жесткой.

Громадное количество магматических пород, прорезывающих складчатое сооружение, делает его еще более жестким, еще более неподатливым на сгибающие усилия. Таким образом, утрачивается мягкость, лабильность земной коры и приобретается ею жесткость, стабильность. Иначе говоря, геосинклиналь переходит в платформу после окончательного затухания процесса орогенеза.

Те орогенические усилия, которые создают складчатое сооружение в недрах геосинклинали, придают ему характер альпинотипной тектоники по Штилле (H. Stille). Под этим термином он понимает альпийские формы складчатости, надвиги, шарьяжи без одновременных поперечных и продольных разломов, всегда, однако, сопровождающих в той или иной степени складкообразование. В дальнейшем альпинотипное сооружение разбивается сбросами и опускается на различные уровни. Первая фаза в развитии платформы — это появление того структурного элемента, который мы назвали выше краевой плитой, т. е. наиболее подвижной частью платформы.

В это время платформа еще так гибка, что значительное погружение только что созданной складчатой системы является очень частым. Так, после каледонского орогенеза в Казахстане страна погружается под уровень девонского моря; после киммерийского орогенеза на Мангышлаке, последний заливается юрским морем и т. д. Кроме того, следующая орогеническая фаза сгибает еще неотвердевшую платформу, что иногда, как в Крыму, сопровождается весьма интенсивным вулканизмом. При этом образуются складки большого радиуса, небольшие надвиги или чешуйчатая структура одновременно с расколами, указывающими на утрату плитой пластичности. Это характеризует пост-орогенную складчатость, т. е. ту, которая захватывает только что образовавшуюся платформу после главного орогенеза. При этом создаются отмеченные выше формы, называемые Штилле германотипными, так как их мы находим в типичном выражении в Средней Германии в мезозое на основе герцинской складчатости. Нужно подчеркнуть, что разделение форм складчатости на альпинотипную и германотипную очень схематично и что в пределах СССР все возможные виды складчатости отнюдь не исчерпываются формами, указанными Штилле.

Дальнейшее развитие платформы идет в направлении появления все более и более жесткой структуры, причем стадия «подвижной плиты» характеризуется признаками, уже в достаточной степени отличными от тех, которые мы считаем типичными для «краевой плиты», т. е. для переходной стадии от геосинклинали к платформе.

Прежде всего отметим, что мощность отложений на подвижных плитах обычно значительно меньше; это указывает на значительно меньшую способность к прогибанию, хотя на некоторых платформах вроде Сибирской или Китайской они чрезвычайно велики. Здесь мощности измеряются обычно не тысячами метров, а сотнями; никакого следа геосинклинальных фаций уже не встречается, отсутствуют также вулканические породы. Исключение составляют Сибирская платформа, Индийская и другие, на которых крайне обширное распространение имеют траппы. Орогенические движения в подвижных плитах выражаются исключительно сингенетически, т. е. являются отзвуками крупных перемещений в геосинклиналях, а не имеют самостоятельного значения. Тектонические формы также совершенно иные; мы находим здесь в наиболее гибких частях брахиантиклинали, куполообразные поднятия и валы — просто построенные складкообразные поднятия с кривизной большого радиуса. Кроме того, весьма часты дизъюнктивные дислокации — разнообразные сбросы и грабены.

Постепенное приобретение платформой все большей и большей жесткости приводит к образованию устойчивых плит с их слабой способностью к прогибу, что отражается на частоте и размахе трансгрессий и на мощности осадков; последняя становится очень незначительной, с весьма частыми перерывами в отложениях.

Глыба II порядка представляет собою уже такую стадию развития платформы, когда тенденция к погружению переходит в тенденцию к поднятию, лишь изредка прерываемую кратковременными опусканиями. Эта стадия отвечает весьма далеко зашедшей консолидации платформы, это стадия уже настоящей жесткой структуры. Подобный характер мы имеем еще в большей степени в наиболее жесткой известной нам структуре — в глыбе I порядка; последняя отличается склонностью к медленным поднятиям, а опускания если и бывают, то они приурочены к ее окраинам. Орогенические движения в соседних геосинклиналях отражаются на этих жестких структурах появлением сжимающих усилий, которые разрешаются возникновением разломов, сбросов и разнообразных расколов. Таким образом, глыба I порядка — полное отрицание качеств геосинклинали, но она создается в результате длительного развития последней, находясь с нею в одном генетическом ряду, и связана с ней рядом постепенных переходов в виде более или менее податливых на изгибы участков земной коры.

Таким образом, существует вполне определенная уверенность в том, что геосинклинали путем орогенеза превращаются в платформы, приобретая в конце концов свойства наиболее жестких структур. На последующем материале будет показано, что весь Союз за исключением его южной окраины (Черное море, Кавказ, Копет-даг) и восточной (зона побережья Тихого океана и его краевых морей) представляет в настоящее время платформу, находящуюся в очень различных стадиях консолидации; при этом нет никакого основания предполагать, что где-либо на всем пространстве Союза не было геосинклинальных условий. Рассматривая структурные элементы нашей территории, мы всюду находим признаки этих условий, начиная с архея и кончая неогеном.

Гораздо менее ясным представляется вопрос об обратном явлении — о переходе платформы в геосинклиналь, явлении, отрицаемом очень большим количеством геологов. Однако, материалы по геологии Советского Союза дают немало примеров подобного превращения (Донецкий бассейн, Кавказ, Черное море, Забайкалье, краевые моря Тихого океана). Это последнее идет за счет появления растягивающих усилий в земной коре и может быть показано на конкретном фактическом материале.

Основными признаками смены структуры в сторону приобретения платформой подвижности являются увеличение мощности отложений и тектонические формы, связанные с пластичными зонами земной коры.

При характеристике какой-либо территории нужно всегда помнить, что она связана лишь с определенным этапом развития земной коры. Возьмем, например, Урал. В палеозое — это типичная геосинклиналь, в конце палеозоя — только что созданное складчатое сооружение; в мезозое Урал перешел в состояние платформы, в настоящее время это глыба II порядка. Балтийский щит в начале был неодно-

кратно геосинклиналью; в конце протерозоя он получил характер краевой плиты, в кембрии и силуре он — устойчивая плита, все остальное время — глыба I порядка. Нужно отметить, что проследить все стадии развития какой-либо структуры очень трудно ввиду наличия переходных форм и совершенной неразработанности этого вопроса в нашей науке.

В заключение следует посоветовать всегда представлять себе динамику развития земной коры во времени и различать характеристику того или иного участка земной коры в настоящее время и для каждого отдельного геологического периода.

Часть вторая

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

I. РУССКАЯ ПЛАТФОРМА И ТЕКТОНИКА ЕЕ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

1. Очертания платформы

Несмотря на то, что почти вся территория Союза представляет собою в настоящее время одну сплошную платформу за вычетом зон современной складчатости на юге и востоке, мы все же имеем возможность выделить среди нее области особо устойчивые, а именно такие, которые определили уже в нижнем палеозое направление складчатости. Иначе говоря, мы в первую очередь выделяем районы докембрийской складчатости, перекрытые горизонтальным покровом осадочных пород, в то время как в соседних районах складкообразование затухает либо в конце нижнего палеозоя, либо на грани с мезозоем.

Одним из наиболее важных структурных элементов Евразии является Русская платформа — огромное сооружение из докембрийских складчатых пород, определившее собою направление каледонид, уралид и альпид (табл. II). Термин «Русская платформа» был введен в восьмидесятых годах прошлого столетия Э. Зюссом (E. Suess) и с тех пор обычно и применяется в нашей науке. Штилле обозначает ее именем «Фенно-Сарматия» — термин, не привившийся среди других геологов. У Соболева мы встречаем наименование «Скандо-Россия» — также никем, кроме него самого, не употребляемое. В последнее время Архангельский вводит в употребление «Восточно-Европейская плита», исходя из того что, по его мнению, термин «Русская» «при современных условиях трудно приложим ко всей рассматриваемой нами площади, а с другой, и это — главное, в понятие «Русская плита» в литературе никогда не включается Балтийский кристаллический щит». Следует вообще избегать изменения названия, если этого не требуют особые обстоятельства; термин «Русская платформа» настолько укоренился в мировой литературе, что менять его не совсем удобно, что же касается до Балтийского щита, то у Кобера мы имеем то толкование, что последний является частью Русской платформы. Поэтому мы в данном случае не следуем за Архангельским и сохраняем прежнее название.

Как мы уже сказали, Русская платформа представляет собою складчатый докембрийский фундамент с покровом из горизонтальных осадочных толщ почти на двух третях своей площади. В современных границах Русская плтформа обрамлена с северо-запада каледонидами Норвегии, с юго-запада — герцинидами Средней Европы и Карпатами, с юга — Альпийским складчатым сооружением, а с востока — Уралом. Таким образом, на территорию СССР прихо-

дится около половины всей Русской платформы, остальная же занята в настоящее время Швецией, Финляндией, Германией, Прибалтийскими государствами и Польшей. Поэтому в настоящем месте мы не в состоянии сделать ее полного очерка — зарубежных частей платформы мы коснемся мимоходом, лишь постольку, поскольку это необходимо для уяснения особенностей структуры.

Геоморфологически Русская платформа представляет собою равнину, не поднимающуюся выше 400 *м* над уровнем моря и даже спускающуюся ниже океанического уровня (Прикаспийская низменность). Помимо этого, некоторые части платформы в настоящее время покрыты водами современных трансгрессий (Баренцово, Белое, Балтийское, Азовское моря, северная часть Каспийского моря).

Очертания платформы в течение геологической истории не оставались неизменными: максимум своего распространения она, повидимому, имела в нижнем палеозое. В настоящее время, пользуясь приведенным выше методом, границу платформы можно было бы провести следующим образом. Особенно отчетливо удается это сделать при рассмотрении ее восточной окраины, вдоль которой протягивается складчатое сооружение Урала, надвинутое на платформу с востока. Там, где появляются первые интенсивные уральские складки, и проходит граница платформы. Мы можем проследить эту границу от Югорского шара на севере вдоль Пай-хоя, Полярного, Северного, Среднего и Южного Урала до Мугоджар на юге,— последние представляют естественное продолжение Урала в южном направлении. Тиман при этом располагается в пределах платформы: в палеозое он не имел подобно Уралу геосинклинального характера и поэтому должен быть включен в платформу.

Архангельский относит к платформе в районе ее *юго-восточного* окончания предполагаемую глыбу Усть-Урта, которая, по его мнению, отделяет уральские складки *побережья* Аральского моря от складок Мангышлака; при таком понимании дела Русская платформа должна уходить на *юго-восток* клином. Существование такой глыбы в настоящее время очень сомнительно; кстати на карте Архангельского и Шатского она не фигурирует. Наши позднейшие рассуждения покажут, что структура бассейна Эмбы с ее мелкими брахиантиклиналями постепенно сливается со складчатостью Мангышлака. Наметить здесь границу докембрийского фундамента платформы не представляется возможным в силу того, что он опущен в этом районе крайне глубоко. Характер тектоники показывает смену платформенных условий геосинклинальными по линии р. Эмбы, которую мы и будем считать здесь условной границей Русской платформы между Мугоджарами и Каспийским морем. Северная, мелкая, часть последнего находится еще на платформе; к ней же относится северная часть Предкавказья, покрытая мощными отложениями неогена и четвертичной системы. Юго-восточная часть Русской платформы так же, как и ее южная периферия, была, повидимому, включена в состав платформы не ранее *конца палеозоя*, что и наложило на этот ее участок совершенно особый отпечаток.

К *западу* граница платформы совпадает с северным пределом Кавказских и Крымских складок. Западным продолжением последних являются складки Добруджи в низовьях Дуная. Вследствие этого северо-западная, мелкая, часть Черного моря относится еще

к Русской платформе, южная же его часть с большими глубинами представляет современное геосинклинальное образование.

Еще далее к западу край платформы располагается вдоль Карпатской дуги, причем существуют мнения, что последняя перекрывает ее краевую часть. В верховьях Вислы мы находим Келецко-Сандомирский кряж складчатого строения. Находясь вне платформы, он представляет палеозойское продолжение складок Добруджи.

Граница Русской платформы и герцинских складчатых цепей на территории Германии скрыта под очень мощным покровом кайнозоя в этой области. Неясно также и значение дислоцированных отложений Скании (южная оконечность Швеции). Штилле проводит границу платформы от Торна на Висле через устье Одера на Ютландский полуостров; Бубнов считает возможным намечать ее несколько восточнее, другие же доводят Русскую платформу до устья Эльбы и даже до Голландии. Снова совершенно отчетливой граница платформы становится на Скандинавском полуострове, так как вдоль его оси кристаллический фундамент на огромной площади, выходящий на поверхность, соприкасается со складчатым сооружением норвежских каледонид. От южной оконечности Норвегии до Варангерфиорда на севере на платформу надвинуты каледонские складки. Начиная от Варангерфиорда, каледонские складки изгибаются в северном направлении, появляясь снова на Шпицбергене. Область Баренцова моря представляет недавний район опусканий, и поэтому ее следует также относить к платформе, хотя докембрийский возраст ее фундамента может быть поставлен под сомнение — скорее всего мы здесь имеем продолжение каледонской складчатой зоны Норвегии.

Новая Земля составляет непосредственное продолжение Пайхоя — она является герцинским складчатым сооружением.

Исходя из этого, границу платформы мы ведем от Варангерфиорда к Югорскому шару, откуда мы начали наш обзор ограничения Русской платформы. Мы видим, что со всех сторон платформа ограничена складчатыми сооружениями очень различного возраста, начиная от каледонских и кончая альпийскими.

2. Расчленение платформы

Уже один взгляд на геологическую карту показывает, что Русская платформа построена неодинаково в различных своих частях. Невольно бросается в глаза обширная область развития докембрия в Скандинавии и между Ботническим и Финским заливами и Белым морем. С другой стороны, восток платформы очень богат пермью и мезозоем, а юг неогеном. Прикаспийская низменность сложена самыми молодыми породами. Все вместе взятое заранее заставляет думать, что платформа состоит из очень неравноценных и разнородных частей. Нужно ведь помнить, что всякое цветное пятно на геологической карте имеет большое теоретическое значение. Вполне естественно, что там, где мы видим обширное распространение докембрия, мы наблюдаем непосредственно ничем не прикрытое основание платформы, высоко приподнятое и не опускавшееся под уровень моря (если мы, конечно, докажем, что отсутствие осадочного покрова первичное, а не результат глубокой денудации, уничтожившей все более молодые отложения). Наоборот, серия горизонтально отложенных

слоев мезозоя и кайнозоя, как мы то видим в Поволжье, представляет собою результат длительного прогибания платформы и затопления ее целым рядом морских трансгрессий. Следовательно, с самого начала мы можем выделить два структурных элемента платформы — выступы и впадины.

Расчленение Русской платформы на отдельные структурные участки было проведено Архангельским. Этому предшествовали попытки Карпинского наметить ряд тектонических элементов и затем выделить некоторые структурные области. Попытки в этом направлении Соболева и Тетяева не увенчались успехом — схема первого весьма искусственна и мало понятна, а обобщения второго никак не увязываются с наблюдаемыми фактическими данными. Схема Архангельского была воспроизведена Бубновым в его «Геологии Европы» и в настоящее время кладется в основу всеми геологами, занимающимися вопросами тектоники Русской платформы, хотя она и не везде совершенно правильна и должна быть дополнена новейшими данными (табл. III и IV).

Таким образом, выступами мы будем называть области высокого расположения поверхности докембрийского кристаллического фундамента, а впадинами —районы очень значительного опускания. Рассмотрим сначала расположение выступов.

3. Выступы докембрийского фундамента

Наиболее крупный выступ докембрия расположен на северо-западе платформы: он занимает южную часть Норвегии, всю Швецию, Финляндию, а на советской территории Карельскую АССР и Кольский полуостров и только на полуострове Рыбачьем мы встречаем нижний палеозой. На этом пространстве докембрийские породы перекрыты весьма маломощным покровом ледниковых образований. Эту большую площадь поверхностного развития докембрийских пород мы называем Балтийским щитом. В том случае, если эта область рассматривается совместно с каледонскими складками Норвегии, она носит название Фенно-Скандии. На восток докембрийские породы уходят под отложения палеозоя, занимающего бассейны Онеги и Северной Двины. Слабое развитие морских образований палеозоя в этом районе заставляет предполагать наличие весьма жесткой основы. Это дало Архангельскому повод восточный склон Балтийского щита вплоть до Тимана называть «Беломорской плитой». Южный ее край он условно проводит от южной оконечности Онежского озера к водоразделу Камы и Печоры. Область эта является несколько более подвижной, чем Балтийский щит, так как несет на себе осадки верхнего девона, карбона и перми, отсутствующих на первом. С конца палеозоя указанная область утрачивает свое самостоятельное значение, входя в состав Восточно-Русской впадины, отличаясь от более южных частей последней несколько меньшей подвижностью.

Вдоль Финского залива, южного побережья Ладожского озера и р. Свири докембрийские породы постепенно уходят под слабо наклоненный к югу покров кембрия, силура и девона, что отмечает южный склон Балтийского щита. Склон этот занимает всю область развития девона в бассейне оз. Ильменя и Западой Двины. Выходы

кембрия и силура на р. Ловати заставили в прежнее время Карпинского, а в последнее время Кужняра (Kuzniar) устанавливать в этой области подъем докембрийского фундамента.

Другая площадь кристаллических пород располагается на Украине между верховьями Буга и Азовским морем и носит название Азовско-Подольской глыбы[1]. На Волыни ее покров составляют лишь четвертичные образования; в центре, от Винницы до Днепропетровска, граниты и гнейсы выступают только по речным долинам, будучи прикрытыми на всем пространстве палеогеном и четвертичными отложениями. В районе побережья Азовского моря докембрий снова залегает лишь под четвертичными породами. Кроме того, по берегам Днестра в Подолии он выступает из-под силура и верхнего мела.

Таким образом, Азовско-Подольская глыба представляет элемент, аналогичный Балтийскому щиту, только гораздо меньшего размера и испытывавший погружение в различные эпохи. По мнению Бубнова, Азовско-Подольская глыба в нижнем палеозое составляла единое целое с Богемским (Чешским) массивом и центральным массивом Франции; эту вытянутую полосу докембрия Бубнов называет «Франко-Подолией». Впоследствии она была раздроблена и опустилась вглубь в области северной окраины Альп и в Судетах при погружении герцинских геосинклиналей Западной Европы. В пределах Русской платформы мы также имеем герцинские складки, отчетливо видные в Донецком бассейне.

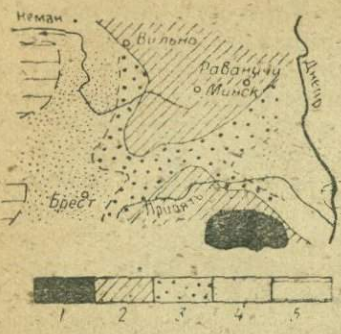
Между Балтийским щитом и Азовско-Подольской глыбой в области бассейна Припяти докембрий весьма сильно приподнят и перекрыт сравнительно маломощными девоном и мезозоем под очень значительным покровом четвертичных пород. К западу и востоку поверхность кристаллического фундамента уходит на очень большие глубины. Из этого мы делаем вывод, что в Полесье существует подземный выступ докембрия, соединяющий южный склон Балтийского щита с северной оконечностью Азовско-Подольской глыбы. Это образование Архангельским было названо Полесским валом, а Кужняром (Kuzniar) скифским. Ввиду отличия его от типичных валов Восточно-Русской впадины неудобно его называть «валом», а лучше «мостом», как это было предложено Соболевым, к чему также присоединяется и Архангельский. Действительно, валы, как это мы увидим позднее, образуются внутри впадин, в Полесье же мы имеем остаток древней глыбы, сохранившейся после образования соседних впадин — Польско-Германской на западе и Донецкой на востоке (фиг. 1).

Балтийский щит, Полесский мост и Азовско-Подольская глыба представляют собою наиболее устойчивые части Русской платформы, образуя ее как бы костяк. Однако эти выступы докембрия не являются единственными на Русской платформе: существуют еще и другие выступы, присутствие которых намечается либо глубоким бурением, либо различными косвенными соображениями.

Прежде всего отметим очень высокое расположение кристаллического фундамента между Курском и Богучаром; это — Воронежская глыба, небольшие выходы которой на поверхность

[1] В дореволюционной русской геологической литературе она называлась «Южно-Русской кристаллической полосой».

ность существуют на Дону у Павловска. Остальная площадь указанной глыбы определена гравиметрическими и магнитометрическими наблюдениями, а также доказана обширными буровыми работами, поставленными для решения вопроса о Курской магнитной аномалии. Докембрий в этой области перекрыт маломощным покровом девона, юры, верхнего мела и палеогена. Характер осадочного покрова говорит об очень значительных промежутках между трансгрессиями, иначе говоря, о большой неполноте стратиграфической колонки, что всегда свойственно областям воздымания.



Фиг. 1. Полесский мост (по Кужняру из Бубнова).

1 — докембрий; *2* — девон и юра; *3* — сеноман; *4* — сенон; *5* — палеоген.

Воронежская глыба узкой перемычкой в районе между Днепром и Десной соединяется с южным склоном Балтийского щита и, таким образом, представляет собою юго-восточный отросток последнего.

Другие области развития докембрийского фундамента имеют менее определенный характер, чем указанные выше. Так, выходы кристаллических пород полуострова Канина и Тимана, покрытые верхним силуром, еще не изучены настолько, чтобы можно было бы точно решить, что мы имеем дело, действительно, с докембрием, а не с метаморфизированным нижним палеозоем.

Урал образует очень резкий изгиб на широте Свердловска, причем здесь наблюдаются крайне интенсивные надвиги и разломы как бы в силу наличия очень жесткого препятствия. Поэтому Карпинский высказал предположение о существовании здесь кристаллической Уфимской глыбы. Довольно интенсивная складчатость верхнего палеозоя в этом районе противоречит как будто этому представлению: вопрос не решен окончательно. Наличие здесь препятствия несомненно, но представляет ли оно отдельную глыбу или же выступающий угол платформы — неясно; современная наука обходит этот вопрос, в общем признавая условно наличие Уфимской глыбы [1].

Еще более сомнительна глыба Усть-Урта. Она была установлена Архангельским, исходя из факта резкого расхождения складок Уральской системы и Альпийской, а также из широкого развития на Усть-Урте горизонтальных третичных слоев. Последние работы Баярунаса и Вялова показали, что добрая треть Усть-Урта представляет собою складчатое мезозойское основание, восточная часть образована уральскими складками, так что для глыбы здесь остается слишком мало места [2]. К этому вопросу мы вернемся при рассмотрении структуры этого района, сейчас же останавливаться на этой гипотетической глыбе не будем.

---

[1] В самое последнее время Уфимская глыба доказана магнитометрическими исследованиями, о которых сообщает Архангельский.

[2] В настоящее время Архангельский отказался от представления об Усть-Уртской глыбе.

4. Распределение впадин

Так складываются устойчивые, наиболее жесткие, элементы Русской платформы. Остальное пространство последней занято обширными очень разнообразно построенными впадинами. Наиболее крупная из них носит название Восточно-Русской; она располагается между Уралом на востоке и Балтийским щитом и Воронежской глыбой на западе. На юг она переходит в глубины Каспийского моря, а на севере захватывает восточную часть Беломорской плиты. Западная часть этой впадины выделяется обычно под названием Подмосковного бассейна, который ограничен с запада полосой нижнекаменноугольных отложений, идущей от Онеги через Вытегру, Боровичи, верховья Волги, Смоленск, Жиздру к верхнему течению Дона. Восточное ограничение Подмосковного бассейна проходит через полосу карбона Окско-Цнинского вала, протягивающегося от Моршанска через Касимов и Ковров к Кинешме и далее на среднее течение р. Сухоны. В последнее время Шатский пытается на основании принципов структурного анализа платформы доказать, что Подмосковный бассейн представляет собою синклинальное образование, обрамляющее Балтийский щит и связанное через опускание Полесского моста с Польско-Германской впадиной, что, однако, не может считаться обоснованным всем комплексом тектонических и палеогеографических данных.

Особую область платформы составляет Прикаспийская впадина, расположенная между Волгой, Ергенями, Тереком, с одной стороны, и Общим Сыртом и возвышенностями бассейна Илека, Уила и Эмбы, с другой, она отличается от других частей платформы наличием сильно дислоцированного палеозойского фундамента и очень мощными накоплениями новейших отложений.

Восточно-Русская впадина характеризуется весьма значительной мощностью верхнего палеозоя (около 2000 *м*); полное отсутствие сведений о более древних отложениях не дает нам возможности установить глубину залегания докембрийского фундамента, которая, нужно думать, очень велика; возможно, что в основании впадины мы имеем складчатый нижний палеозой. Она представляет область длительного опускания, прерывавшегося значительными поднятиями, что заставляет считать ее по схеме Бубнова подвижной плитой. Подмосковный же бассейн испытывал значительно меньшие колебания и должен рассматриваться как устойчивая плита, так как в нем трансгрессии были реже и значительно слабее, чем в остальной части впадины. Наоборот, в Прикаспийской впадине мы имеем преимущественное погружение, осложненное резкими дислокациями, что заставляет нас относить ее, совместно с бассейном Эмбы к краевым плитам, так как здесь уже наблюдаются некоторые черты, свойственные гибким зонам земной коры.

Характерной особенностью Восточно-Русской впадины является наличие валов, т. е. сводообразных изогнутий земной коры очень большого радиуса, а также многочисленных куполообразных поднятий и мелких брахиантиклиналей. Мы уже упоминали об Окско-Цнинском вале; к нему примыкает с востока Алатырский вал. В бассейне Вятки располагается Вятский вал, начинающийся вблизи Йошкар-Ола и тянущийся через Киров и Слободской на верхнее течение р. Вычегды.

Наиболее крупным элементом этого рода является Доно-Медведицкий вал, начинающийся в среднем течении р. Медведицы и протягивающийся к югу вплоть до впадения р. Чира в Дон. К северу от указанного вала располагается сложно построенное поднятие у Саратова. В районе Самарской луки мы имеем обширное Жегулевское поднятие, переходящее к югу в Пугачевское. К востоку от него располагается ряд куполов и брахиантиклиналей.

Между Окско-Цнинским валом и системой поднятий, вытянутых вдоль Волги и Вятки, проходит обширная впадина, которую Павлов назвал Симбирско-Саратовской синеклизой[1]; к югу она переходит Дон и сливается с Донецкой впадиной, а на севере, проходя через бассейн Суры, Ветлуги и Юга, она входит в Беломорскую плиту, где занимает бассейн Мезени. В последнее время Архангельский назвал эту впадину «Главный большой ров плиты». Прикаспийская впадина и Эмбенский бассейн изобилуют брахиантиклиналями, в центре которых мы встречаем соляные штоки.

Подмосковный бассейн лишен всех этих тектонических элементов, что опять-таки указывает на его более спокойную тектоническую природу, а следовательно, и на большую устойчивость фундамента, особенно начиная с карбона.

Между Воронежской и Азовско-Подольской глыбами располагается Донецкая впадина; она отличается той особенностью, что заключает в себе Донецкий бассейн — область геосинклинального характера среди платформы, отличающуюся, огромной мощностью накопившихся в ней мелководных, в том числе и угленосных, осадков (15 000 *м*) и превращенную в конце палеозоя в складчатое сооружение довольно простого сложения. Оно составляет одно целое с Мангышлаком; возможно, что герцинские складки занимают все пространство к югу от этой полосы вплоть до Кавказа.

Донецкая впадина замыкается на северо-западе в районе Чернигова, на юго-востоке же она сливается с Восточно-Русской впадиной. В ее основании залегает складчатый верхний палеозой, сохранившийся несмещенным в южной части впадины — в районе Донецкого бассейна. Все остальное пространство перекрыто горизонтальными отложениями мезозоя и палеогена. Ось впадины параллельна простиранию Азовско-Подольской и Воронежской глыб; это обстоятельство и существование во впадине крайне мощных толщ пород говорят о появлении среди платформы в связи с ее растяжением геосинклинали II порядка, параллельной основной геосинклинали, располагавшейся южнее, что привело к слабой складчатости и переходу затем этого участка платформы на положение подвижной плиты.

Южнее Азовско-Подольской глыбы находится большая Причерноморская впадина, имеющая характер предгорного опускания Альпийской системы и протягивающаяся вдоль северного края Карпат из Галиции через Молдавию, Бессарабию, южную Украину, Азовское море и северо-кавказские степи до Каспийского моря. Южная окраина впадины относится уже не к Рус-

[1] Ныне Ульяновско-Саратовская; синеклиза—род синклинали с очень пологими крыльями.

ской платформе, а к складчатым цепям Альпийского сооружения и отчасти, вероятно, имеет палеозойский и мезозойский складчатый фундамент. Здесь мы видим Карпаты, перекрытые новейшими отложениями, мачинские складки Добруджи, Крымские горы и Кавказ. Впадина выполнена неогеновыми отложениями и частично занята современными трансгрессиями (северо-западная часть Черного моря и Азовское море). Ее генезис тесно связан с поднятиями складок Карпат, Крыма и Кавказа.

Польско-Германская впадина располагается к югу от Балтийского щита; она открыта на запад и постепенно замыкается в районе Вильны, соединение ее с Подмосковным бассейном, как это полагает Шатский, весьма сомнительно. Она обозначается наличием под мощным четвертичным покровом палеогена и мезозоя.

Нам остается еще сказать несколько слов о дислокационных явлениях на Русской платформе, которые являются отзвуками мощных проявлений орогенических движений в соседних геосинклиналях.

5. Дислокации Русской платформы

Дислокационные явления на Русской платформе выражаются в существовании слабоскладчатых форм и явлений сбросового характера. Первые наиболее отчетливо представлены в краевой части платформы, примыкающей к Уралу; здесь наблюдаются пологие складки, осложненные сбросами, системы брахиантиклиналей и т. д. Особенно резко такие формы выражены на Уфимском плато. Севернее, на Тимане, мы также имеем пологую складчатость с явлениями чешуйчатого надвигания древних пород на более молодые. Выше уже говорилось о валах Восточно-Русской впадины и брахиантиклиналях Эмбенского бассейна и Низового Поволжья. Огромную роль здесь играет так называемая «соляная тектоника», т. е. выжимание пластичных масс каменной соли и протыкание ими более молодых пород, в связи с чем образуются «диапировые» складки, то-есть складки с протыкающим ядром; подобного рода складки встречаются на всем пространстве Прикаспийской впадины, как это выяснено новейшими исследованиями. Наиболее резко выразилась складчатость в Донецкой впадине, где благодаря тому, что платформа в конце палеозоя превратилась в геосинклинальную область, пластичность платформы была наибольшей. В результате мы видим очень крутые складки, частью же чешуйчатое строение, соединенное с излияниями ультраосновных лав.

К северу и северо-западу от Донецкого бассейна мы встречаемся с образованием брахиантиклиналей и соляной тектоники. Отметим дислокации вблизи Минска и Холма на р. Ловати, характеризующиеся выходами нижнего палеозоя. На крайнем севере, в Хибинах, влияния орогенезов в соседних областях выразились в крупных интрузиях гранитов и нефелиновых сиенитов.

Сбросовые явления распространены на северо-востоке, в приуральской полосе, в Поволжье, в районе Донецкого бассейна и по периферии Азовско-Подольской глыбы. Мы говорим, конечно, о нарушениях осадочного покрова платформы, не касаясь ее кристаллического фундамента, который представляет сам по себе очень сложную тектоническую картину интенсивной складчатости и крупнейших разломов.

На северо-западе сбросовые явления сосредоточены на периферии Балтийского щита — они определяют конфигурацию Ладожского и Онежского озер, а также Кандалакской губы Белого моря. Необычайно сильная раздробленность докембрийского основания констатирована была в Швеции, в районе Стокгольма и к югу от него. Это раздробление докембрийских пород имело место частью в конце протерозоя, частью же в послесилурийское время. Что же касается до отмеченных выше сбросов, то они произошли совсем недавно, в послеледниковое время.

По периферии Азовско-Подольской глыбы, в особенности на севере ее, имеется ряд сбросовых дислокаций, а именно на Волыни, где, кроме того, мы встречаемся с весьма поздними излияниями базальтов и интрузиями габброидных пород. На северо-востоке этой глыбы установлены очень своеобразные сбросы среди четвертичных пород в окрестностях г. Канева на Днепре. Северная окраина донецких складок очень богата сбросами, затрагивающими верхний мел. В Поволжье наиболее крупное явление разлома — это известная Жегулевская дислокация, соединенная с грабенообразным опусканием. Далее мы имеем дислокацию между Куйбышевом и Пугачевом и систему грабенов по берегу Волги между Камышиным и Сталинградом. Кроме того, необычайное развитие сбросов наблюдается среди брахиантиклиналей Эмбы. Все эти разломы на площади Восточно-Русской впадины связаны с крупными неогеновыми опусканиями в этой области. В последнее время обнаружена огромная сбросовая линия вдоль южного края Донецкого бассейна, р. Маныча и низовьев Кумы и Терека.

Сбросовые явления на Русской платформе связаны, с одной стороны, с явлением ее раздробления при нажиме со стороны соседних орогенов, с другой же — с процессами растяжения, которые она испытывала при опусканиях различных своих частей — например, при образовании Донецкой геосинклинальной зоны и при прогибе Заволжья, а также при опускании в послеледниковое время центральных частей Балтийского щита и возникновении Балтийского моря.

В нашем последующем изложении тектоники и стратиграфии Русской платформы мы ее будем рассматривать по выделенным выше структурным элементам, стараясь дать общую характеристику того или другого из них и набросать картину развития в каждом отдельном случае. Для обобщения всех этих разрозненных частей в единое целое мы дадим в конце общую сводку строения и развития всей Русской платформы. Последовательность изложения примем следующую: вначале познакомимся со строением Балтийского щита и его южного склона и тем самым создадим себе представление о характере докембрийского фундамента платформы и нижних частей палеозойских отложений. Отсюда перейдем к Подмосковному бассейну с его каменноугольными отложениями и просто построенным мезозоем. В дальнейшем передвинемся в Восточно-Русскую впадину, что даст нам знакомство со сложно построенным комплексом наших пермских образований и строением северо-восточного угла платформы (Тиман и Большеземельская тундра). Спускаясь вниз по Волге, мы получим понятие о богато выраженном мезозое и палеогене. Затем перейдем в Донецкую впадину с ее палеозойскими складками и далее составим пред-

ставление об Азовско-Подольской глыбе. От нее — естественный переход в Причерноморскую впадину с ее неогеновыми породами, что облегчит нам впоследствии ознакомление с Кавказом и Крымом.

II. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ, ЕГО ЮЖНЫЙ СКЛОН И ПОЛЕССКИЙ МОСТ

1. Тектоника

В предыдущей главе мы в грубых чертах обрисовали расположение Балтийского щита в северо-западном углу Русской платформы и отметили, что он представляет собою один из наиболее устойчивых ее элементов. Мы также видели, что он входит в пределы СССР только своей крайней восточной частью, занимая Карельскую АССР и Кольский полуостров.

Восточная граница Балтийского щита, т. е. та линия, восточнее которой докембрийский фундамент уходит под палеозой, проходит через Белое море, занимающее область четвертичного опускания, и затопленные низовые части долин Мезени, Северной Двины и Онеги. К югу от Двинской губы докембрий прикрыт маломощным покровом девона и четвертичных отложений, сквозь который местами проступает кристаллический фундамент. От Онеги граница палеозойского покрова направляется к южной части Онежского озера и далее вдоль р. Свири через Ладожское озеро на Финский залив; его северный берег сложен исключительно докембрием, а южный кембрием и силуром, так что смена пород происходит где-то под водами Финского залива. Далее южная граница Балтийского щита уклоняется к западу, так что в его пределы попадает вся Швеция за исключением самой южной ее части — Скании. К западу от советской границы докембрий занимает всю территорию Финляндии и Швеции, доходя до каледонского складчатого сооружения Норвегии. Последнее на севере Норвегии (Финмаркен) заворачивает на восток и далее отклоняется на север, направляясь на Шпицберген, с одной стороны, и занимая Баренцово море, с другой. Вторая же, более слабая, его ветвь идет вдоль Мурманского побережья, появляясь на о. Кильдине и полуострове Рыбачьем. Это заставляет нас выключать эти два небольшие участка из Балтийского щита и рассматривать их в качестве обрывка каледонской складчатости.

Южный склон Балтийского щита, покрытый кембрием, силуром и девоном, занимает все пространство к югу от Финского залива и Ладожского озера, достигая Смоленска, Минска и Вильно; к югу от Западной Двины начинается погружение кристаллического фундамента, которое мы обозначили в предыдущей главе в качестве Польско-Германской впадины. С востока южный склон щита ограничивается западным пределом Подмосковного бассейна, выражающимся в появлении каменноугольных отложений по линии: Вытегра — верховья Волги — Ельня (в Смоленской области).

По принятому нами плану мы даем сначала общий очерк тектоники района, причем в условиях Балтийского щита мы должны особо рассмотреть тектонику фундамента, т. е. докембрийских отложений, а затем уже структуру осадочного покрова платформы, так как здесь мы наблюдаем наложение почти горизонтальных слоев покрова на крайне отличную от него резко складчатую структуру основания.

Балтийский щит, великолепно изученный на территории Финляндии финскими геологами [Седергольм (J. Sederholm), Рамзай (Ramsay), Мецгер (Metzger) и др.], представляет собою один из наиболее приподнятых на земле докембрийских массивов; благодаря этому, а также вследствие непрерывной его денудации в течение колоссального времени, протекшего с конца протерозоя до наших дней, оказались вскрытыми исключительно глубокие его части. В связи с указанным обстоятельством можно было произвести выделение в Балтийском щите ряда орогенических эпох, начиная от наиболее древних, где-либо известных на земном шаре.

Балтийский щит состоит из архейских образований, к которым относятся свионийский и ботнийский комплексы, и протерозойских, среди которых мы различаем комплексы карельский (калевийский и ятулийский), иотнийский и гиперборейский. Что касается до палеозоя, то отложения этой группы (кембрий, силур и девон) известны только по окраинам щита. Мезозоя нет вовсе, а к кайнозою относятся лишь морские и ледниковые четвертичные породы, распространенные на всей площади щита.

Мы берем за основание тектонической схемы данные Полканова, много лет производившего исследования на Кольском полуострове и разрабатывавшего его тектонику и стратиграфию применительно к классической схеме, принятой Седергольмом и другими финляндскими геологами.

В области Балтийского щита можно различить не менее пяти орогенических эпох; вероятно, их значительно больше—мы отмечаем только основные.

Первая орогеническая эпоха — саамская — имела место в середине известного нам архея, известного, потому что никто еще никогда не видел, чем начинается архей и что служит ему основанием. Второй орогенез произошел на границе архея и протерозоя — это свеко-феннская складчатость. Третья эпоха складчатости—лапландо-карельская, о которой нам говорит несогласное залегание иотнийских пород на карельских. Наконец, четвертая каледонская и пятая—герцинская. Все указанные складчатости отличаются друг от друга интенсивностью орогенических проявлений, характером метаморфизма, типом интрузий и простиранием складок.

Рассматривая Балтийский щит, можно видеть, что протерозойская складчатость (лапландо-карельская) протягивается широкой полосой с северо-запада на юго-восток, от верховьев. р. Торнео к Ладожскому и Онежскому озерам; к юго-западу от линии Улеаборг—Кекскольм развиты архейские образования; к северо-востоку от нее, захватывая Кольский полуостров, развиты они же. Это определяет самые основные черты структуры Балтийского щита. Переходим теперь к детализации этой структуры.

Саамские, т. е. наиболее древние, складки имеют простирание по большей части северо-западное, реже широтное и меридиональное; они сопровождаются грандиозными интрузиями трех комплексов глубинных пород — габбро-амфиболитов, диоритов и гранитов— с интенсивными процессами оруденения и образованием на Кольском полуострове окисных железных руд. Естественно, что их исключительная древность, крайний их метаморфизм и огромные площади,

занятые гранитами, не дают возможности сколько-нибудь точно установить характер складчатости и истинное ее простирание. Вполне очевидно, что мы присутствуем здесь при крайне глубоком срезании денудационной поверхностью этих наиболее древних складчатых образований, с чем, вероятно, и связано огромное распространение интрузивных пород, относящихся к указанному орогенезу.

Следующая, свеко-феннская, складчатость, имевшая место в конце архейской эры, создала систему складок широтного простирания, отчасти северо-северо-западного; мы видим здесь очень интенсивную складчатость, направленную с запада и юга и сопровождаемую надвигами свионийских гнейсов на ботнийские породы. Эти явления отчетливо видны, по словам Полканова, на Кольском полуострове. Расположение геосинклинальных зон и жестких массивов, определявших направление складчатости, от нас ускользает. Явление надвигания в северную и северо-восточную сторону указывает, что их нужно искать где-то в районе Баренцова моря. Эта складчатость сопровождалась интрузиями микроклиновых гранитов и порфиров и крупными расколами.

Лапно-карельский орогенез выразился в образовании складок главным образом северо-западного направления, т. е. резко не совпадающего с простиранием свеко-феннских складок; это говорит об очень далеко ушедшем изменении структуры нашей области; нужно думать, что прежние складчатые цепи были погружены в область пересекавшего их геосинклинального прогиба. Подобное явление было связано с крупными изменениями в расположении геосинклиналей и платформ тех отдаленных времен. Простирание карелид нащупывается в настоящее время гравиметрическими исследованиями и в остальной части Русской платформы, в особенности они хорошо известны на Воронежской глыбе. Карельская складчатая зона заключает мелкие интрузии перидотитов, а в южной Финляндии имело место внедрение огромных масс гранитов. Образование карельских складок сопровождалось расколами в теле свеко-феннского сооружения и связанными с ними надвигами и излияниями основной магмы.

Каледонская складчатость создала сложно построенное тектоническое сооружение в Норвегии, имеющее преимущественно северо-восточное простирание. В Финмаркене, т. е. на севере Норвегии, каледонские складки изгибаются на восток, образуя значительные шарьяжи в южную сторону; наряду с этим намечается изгиб к северу. Продолжение описываемых складок в настоящее время известно на Шпицбергене.

Ветвь этого сооружения проходит вдоль Мурманского побережья, пересекает горло Белого моря и появляется снова на полуострове Канине; дальнейшее ее продолжение мы находим на Тимане. Складки указанной тектонической полосы можно наблюдать на полуострове Рыбачьем и о. Кильдине, где, по словам Полканова, имеются чешуйчатого типа надвиги с северо-востока на юго-запад, т. е. в сторону Кольского полуострова и его архейских образований. Полканов предполагает, что здесь проходит краевая часть каледонской орогенической зоны, лежащей ныне под уровнем Баренцова моря. Движениями захвачены здесь самые верхние горизонты протерозойских пород, возможно, также низы кембрия.

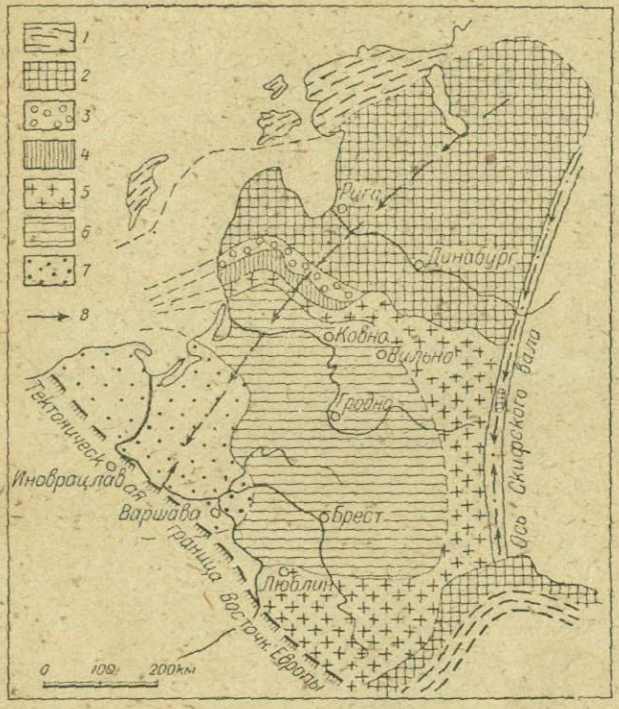
Одновременно с этим образовались различные расколы, по которым проникли интрузии габбро-диабазов и норитов. К этому же времени, по Полканову, относятся интрузии основных пород центральной части Кольского полуострова (Монча-тундра); с этим процессом связаны значительное сульфидное оруденение и появление руд меди, никкеля и железа совместно с золотом и платиной.

Герцинская складчатость непосредственно не проявилась на Балтийском щите. С нею связаны, по всей вероятности, грандиозные интрузии щелочной магмы (нефелиновые сиениты), образующие массив Хибинских гор возле оз. Имандра на Кольском полуострове. По словам Полканова, это «одна из величайших провинций щелочных пород земного шара». Возникновение массивов щелочных пород сопровождалось выделением значительных масс титаномагнетита (титано-железистая руда) и апатита — минерала, являющегося исключительно ценным удобрением для сельскохозяйственной промышленности. Герцинская складчатость отразилась, кроме того, на Балтийском щите еще целым рядом расколов, образованием грабенов и глыбовых надвигов по плоскостям разломов.

Все указанные выше орогенические движения сопровождались возникновением сложных систем расколов, сбросов и грабенов. Эти явления продолжались и в новейшее время, особенно же в четвертичное, когда была опущена котловина Белого моря и образовались Ладожское и Онежское озера. Нужно отметить, что эти разломы имели направление, соответствующее простиранию древней складчатости, в частности они совпадают с направлением карелид, что отчетливо видно на геологической карте. Таким образом, мы видим здесь оживление прежних тектонических направлений, причем формирование современного рельефа происходит в зависимости от орогенических движений, протекавших на заре земной истории. Так геоморфологические черты переносятся через бесконечную продолжительность геологических периодов вплоть до настоящего времени.

Что касается тектоники палеозойского покрова южного склона Балтийского щита, то она исключительно проста. Начиная от выходов докембрия, слои слабо падают к югу в направлении Ленинград—Витебск и к юго-востоку в сторону окраины Подмосковного бассейна. Благодаря этому кембрийские отложения, выходящие в «глинте», т. е. высоком обрыве, идущем вдоль южного берега Финского залива от Балтийского порта на западе через Нарву и г. Пушкин к Ладоге, скрываются под силуром, занимающим всю Эстонию и область, прилегающую с юга к Ленинграду. В свою очередь, силур уходит под девон, который слагает так называемое «Главное девонское поле», простирающееся через Латвию, южную часть Ленинградской области и часть Белоруссии и Смоленской области вплоть до Борисова, Орши и Смоленска. Южнее Балтийский щит переходит в Полесский мост, который обозначается выходом гранита на р. Случи, притоке Припяти, а также неглубоким залеганием гранитов и покрывающих их местами девонских отложений у Мозыря и к югу от р. Припяти. В этой области, на Полесском мосту, мы знаем по данным бурения маломощный покров юры, мела и палеогена. Эти последние слагают всю страну к югу от Смоленска, Минска и Ковно. Следует отметить выходы силура и кембрия у г. Холма на р. Ловати, а также тех же слоев к востоку от Минска у с. Раваничи. Появление среди

девона нижнего палеозоя было объяснено дислокациями, выдвинувшими более древние слои, среди более молодых отложений. Это дало повод Кужняру (Kuzniar) видеть в них остаток древней «скифской» горной цепи, шедшей от Полесья на северо-восток. Рядом авторов высказывалось сомнение в тектонической природе указанных выходов, причем их принимали за гигантские ледниковые валуны. В последнее время Даниловский устанавливает принадлеж-



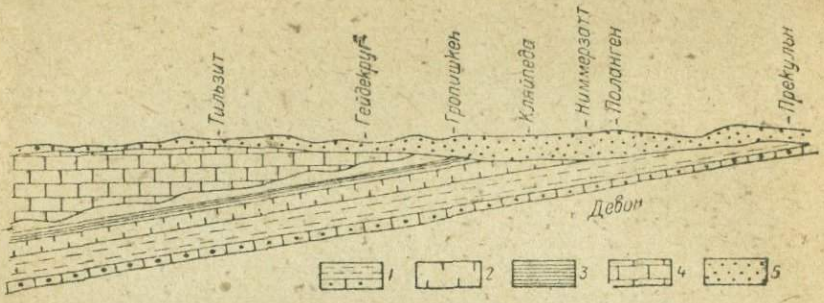
Фиг. 2. Структурная схема Польско-Германской впадины (по Бубнову).

1 — нижний палеозой и докембрий; *2* — девон; *3* — пермь; *4* — верхняя юра; *5* — верхний мел; *6* — палеоген; *7* — миоцен; *8* — направление оси впадины и падения пластов.

ность ловатского кембрия и силура к поднятию меридионального направления, что поддерживается также Асаткиным.

Бубнов на основании анализа литературных данных о высотах залегания осадочного покрова Полесского моста считает возможным допустить, что здесь нет единого поднятия, связывающего Балтийский щит с Азовско-Подольской и Воронежской глыбами; по его мнению, первая из них продолжается в виде вала через Полесье, верхнее течение Немана и Латвию к западному берегу Чудского озера, а последняя в виде «Белорусского» вала тянется через район Смоленска, верхнее течение Западной Двины и оз. Ильмень к Онежскому озеру, составляя западное ограничение Подмосковного бассейна. Между валами, по мысли Бубнова, располагается мульдообразная впадина, являющаяся продолжением Донецкой, с осью, проходящей через Гомель, Полоцк, Псков и Ленинград. Нужно

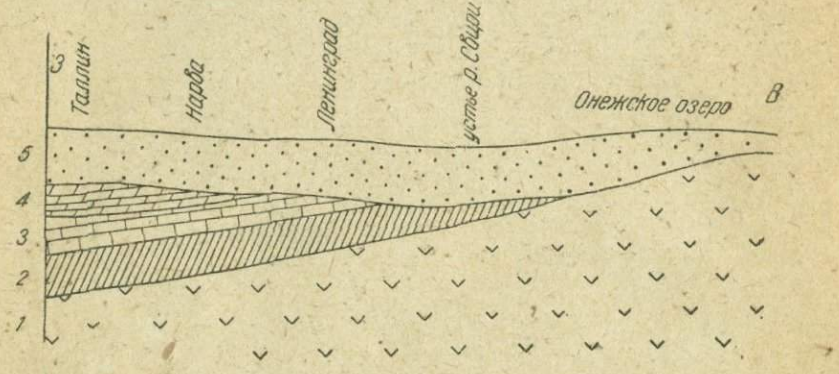
полагать, однако, что подобное построение не может считаться достаточно доказанным тем более, что весьма значительное понижение кровли докембрия соответствует некоторой связи Донецкой и



Фиг. 3. Профиль вдоль восточной части Польско-Германской впадины (по Торнквисту).

1 — пермь; *2* — верхний келловей; *3* — мальм; *4* — мел; *5* — четвертичные отложения.

Польско-Германской впадины. К западу от Полесского моста намечается падение слоев в сторону Польско-Германской впадины; благодаря этому между Ригой и Либавой появляется пермь, у Тель-



Фиг. 4. Схема залегания палеозоя вдоль южной окраины Балтийского щита.

1 — докембрий; *2* — нижний кембрий; *3* — ордовиций; *4* — готланд; *5* — верхний девон.

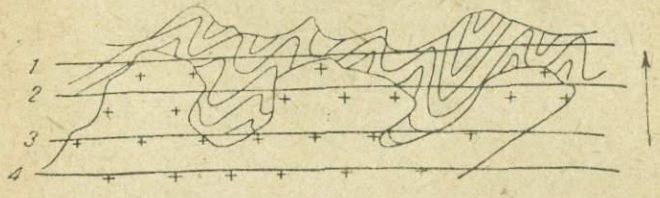
шей — юра, у Россиен — мел; весь бассейн Немана и Западного Буга занят палеогеном, а западнее линии Кенигсберг—Варшава под мощным четвертичным покровом залегает неоген (фиг. 2 и 3).

Необходимо отметить еще факт срезания девонскими отложениями силура и кембрия с запада на восток; действительно, между Таллином и Дерптом девон нормально покрывает верхние горизонты готландского отдела, а между Гдовом и Кингисеппом лежит непосредственно на ордовикских слоях. К югу от Ленинграда имеет место налегание девона на нижние горизонты их, в низовьях р. Волхова девон налегает уже на кембрий, а в бассейне р. Свири, по южному побережью Онежского озера и далее вплоть до Онежской губы мы видим полное срезание нижнего палеозоя и налегание девона

непосредственно на докембрийский фундамент (фиг. 4). Это явление как будет показано ниже, связано с эпейрогеническими движениями эпохи каледонской складчатости.

2. Стратиграфия докембрия

Балтийский щит относится к тем исключительным местностям на земном шаре, где вскрываются наиболее древние образования земной коры. Это явление нам понятно: области с подобной структурой, как мы видели в начале книги, имеют тенденцию к непрерывному поднятию — при таких условиях денудация срезывает щит на все более и более глубоких уровнях, что выводит на поверхность постепенно наиболее древние горизонты фундамента (фиг. 5).



Фиг. 5. Постепенное поднятие щита и прогрессивное срезание денудацией на все более и более низких уровнях. Стрелка показывает тенденцию к поднятию; *I, 2, 3, 4* — последовательные денудационные поверхности.

Архейская группа. В самом основании докембрийских образований Балтийского щита залегает свионийская или лептитовая формация, составляющая нижнюю часть финляндского архея. Она состоит главным образом из лептитов. Под этим именем в южной Финляндии и в Швеции известны различные весьма сильно измененные изверженные породы как кислые, так и основные; среди лептитов встречаются также мраморы, кварцитовые сланцы и слюдистые сланцы. Это несомненно измененные до неузнаваемости осадки первичных морей. Вся эта сложная серия, помимо своей общей метаморфизации, испытала сильнейший метаморфизм благодаря внедрению в нее гигантских масс катархейских гранитов, связанному с древнейшей саамской складчатостью. Кроме того, последующие интрузии, в особенности свеко-феннские, не мало посодействовали резкому метаморфизму свионийских образований. В результате указанных интрузий лептиты либо переплавлены в гранит, либо пронизаны ими до такой степени, что замечается переслаивание лент гнейса и гранита. Породы подобного типа получили у финляндских геологов название мигматитов. Катархейские граниты занимают огромные площади в Финляндии, Советской Карелии и на Кольском полуострове.

Среди метаморфических пород свионийской формации в связи с появлением интрузивных масс саамского орогенеза образовались ценные полезные ископаемые — с одной стороны, граниты, а с другой — керамическое сырье — кианиты и силлиманиты. Кроме того, наблюдается огромное развитие окисного железного оруденения, связанное также с разнообразными интрузиями, внедрившимися в свионийские лептиты.

Вторая формация архея носит название ботнийской, она развита в юго-западной Финляндии по берегам оз. Нэзиярви. Сложена она главным образом слюдистыми сланцами и филлитами, очень *хорошо и тонко наслоенными*; они заключают местами скопления углистого вещества, которым Седергольм придал название *Corycium enigmaticum*. Мощность ботнийских слоев достигает многих тысяч метров. На Кольском полуострове аналогами ботнийской свиты являются, по мнению Полканова, сланцеватые амфиболиты хребта Тольпвыд I и Лыс-выд-Кеулик; на севере Норвегии сюда относятся полосчатые железные руды Зюдварангера.

Свионийская формация несет на себе следы древнейшей денудации, что свидетельствует о господстве континентальных условий на Балтийском щите. Ботнийская свита нигде не соприкасается со свионийской, но *условия залегания изверженных пород* и наличие галек из катархейских гранитов заставляет считать ее более молодой. В таком случае ботнийская свита произошла в результате, с одной стороны, длительного размыва саамских складок, в течение продолжительного континентального периода и, с другой, нового цикла осадкообразования.

Помимо свионийских и ботнийских пород, в архее Балтийского щита существует еще ладожская формация; она распространена между Сердоболем и Кексгольмом и сложена преимущественно темными слюдистыми сланцами с крупными интрузиями гранитов; встречаются также филлиты, амфиболиты и кварциты, а также доломитизированные известняки, говорящие о существовании в морях тех времен органической жизни с известковыми выделениями. Стратиграфическое положение ладожской свиты неясно: некоторыми геологами она ставится в параллель ботнийской, другими же — в основание калевийских пород и, следовательно, в протерозой. Так это сделано, например, в последнем издании книги Архангельского.

Протерозойская группа. Во второй половине докембрия мы различаем три формации — карельскую, иотнийскую и гиперборейскую. К первой из них относятся свиты калевийская и ятулийская. Карельские образования значительно менее метаморфизованы, формы складчатости и менее интенсивны, чем те, которые мы находим в архее. Они покрывают катархейские граниты и в основании своем имеют слои конгломератов с галькой архейских гранитов и гнейсов. На советской территории указанные образования распространены к западу от оз. Сегозера и на водоразделе Кеми и Выгозера. В Финляндии мы их наблюдаем в области Иоэнсуу, Каяны и Торнео. Иначе говоря, они вытянуты полосой, идущей на северо-запад и возникшей за счет лаппо-карельского орогенеза. На Кольском полуострове сюда относится свита Имандра-Варзуга. Калевийские образования сложены филлитами и слюдистыми сланцами; на севере они прорваны послекалевийскими гранитами. Их возраст несомненно моложе архейского, отношение же к ладожским породам еще не выяснено. Что касается ятулийских пород, то в прежнее время их считали несогласно залегающими на калевийских, в настоящее же время больше склоняются к мнению, что они одновременны и различаются лишь степенью метаморфизма.

Ятулийские породы характеризуются огромной мощностью — не менее 20 000 *м*; это слабо метаморфизованные осадочные породы— кварциты с волноприбойными знаками, доломиты и конгломераты.

В доломитах встречаются организмы, близкие к *Tabulata*, называемые *Carelozoon jatulicum*. В Советской Карелии среди сланцев залегают их углистые разновидности, шунгиты, с очень высоким содержанием углерода; происхождение шунгитов, вероятно, связано с существованием озер, в которых отлагался гнилостный ил из водорослей — сапропель. Кроме того, в районе Тулмозера встречаются осадочные железные руды, образование которых тоже, возможно, обусловлено деятельностью организмов.

Вышележащие иотнийские породы, повидимому, представляют собою континентальные песчаные отложения, которые произошли за счет разрушения карельских горных хребтов и после образования которых страна была превращена в пенеплен; на его слабо волнистой поверхности отлагались горизонтальные иотнийские слои. Это главным образом песчаники и розовые кварциты— «шокшинские» — со следами ветровой ряби. Мощность иотнийских пород достигает нескольких сот метров; они заключают в себе крупнокристаллические интрузии гранитов-рапакиви мясокрасного цвета, не носящие следов давления, которые отличают все более древние граниты Фенно-Скандии. Большое поле иотнийских песчаников располагается к югу от Петрозаводска; на Кольском полуострове иотнийские песчаники заключены в грабенах на южном и восточном его берегу. Им ранее приписывался девонский возраст.

Наконец, на острове Кильдине и полуострове Рыбачьем, на крайнем севере, мы встречаем крайне оригинальную гиперборейскую формацию, описанную недавно Полкановым, сложенную доломитами и глинистыми сланцами, указывающими на появление в этом районе мелкого моря. Самой замечательной ее особенностью является наличие в нижних ее частях слоистых тиллитов, т. е. древних моренных отложений. Как известно, верхнепротерозойские следы оледенения очень ясно выражены в районе Варангерфиорда в Норвегии. Тиллиты же Рыбачьего полуострова, относясь к тому же ледниковому горизонту, отлагались в иных условиях, а именно в море, в которое сползали ледники. Возраст указанных отложений многими считается нижнепалеозойским; по последним же данным Вегмана и Полканова, тиллиты могут относиться и к ордовицию.

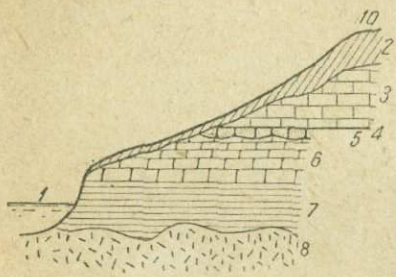
3. Стратиграфия палеозоя

Палеозойские отложения на Балтийском щите занимают очень обширное пространство по южному его склону и узкую полосу вдоль юго-восточной окраины. Мы имем здесь отложения кембрийской, силурийской и девонской систем.

Кембрийская система развита в узкой полосе глинта от Балтийского порта на западе до устья р. Свири на востоке. Узость этой полосы объясняется выходом кембрия в обрывах и уступах глинта. Кембрий лежит непосредственно на резко размытой поверхности катархейских гранитов и очень слабо наклонен в южном направлении.

Он начинается (фиг. 6) синей глиной, которая по существу имеет голубовато-зеленоватый цвет. Мощность этой толщи очень

значительна (215 *м*); в ее основании залегают конгломераты, а выше встречаются прослои песчаников. Глины почти не заключают ископаемых, в них содержатся отдельные остатки примитивных организмов, из которых близкие к крылоногим моллюскам — *Hyolithes* и головоногим — *Volborthella* указывают на принадлежность к кембрию верхней половины глин. О возрасте этих глин нет твердо установившегося мнения, так как некоторые геологи считают возможным параллелизировать ее с верхними частями докембрийских образований, что, однако, нельзя считать правильным.



Фиг. 6.

1 — Финский залив; *2* — четвертичные отложения; *3*—нижнесилурийские известняки; *4* — диктионемовые сланцы; *5* — оболовый песчаник; *6* — нижнекембрийские песчаники; *7*— нижнекембрийские глины; *8* — докембрий.

Выше синей глины лежит эофитоновый песчаник десятиметровой мощности; в нем встречаются отпечатки и ядра медуз и очень редко *Olenellus Mickwitzi*—типичное ископаемое нижнего кембрия. Эти образования являются памятниками регрессии по сравнению с синей глиной — породой, обладающей признаками сравнительно глубоководного отложения. Еще выше залегают фукоидные песчаники с остатками водорослей, имеющие черты дюнных накоплений (15—20 *м* мощности). Нет никакого сомнения, что в конце нижнего кембрия море отступило к западу. Отметим еще, что в последнее время в Эстонии были найдены в гальках основания силура средне- и верхнекембрийские трилобиты, что указывает на прежнее существование маломощных слоев среднего и верхнего кембрия, нацело уничтоженного денудацией до отложения силурийских, пород. Море этого возраста вряд ли заходило на востоке много дальше Таллина.

Силурийская система, распространенная по южному склону Балтийского щита, шире кембрийской, образует полосу от о. Эзеля до р. Волхова, при этом ордовичские слои развиты на всем этом пространстве, слагая поверхность в пределах Ленинградской области, готландские же слои существуют только в Эстонии; последнее обстоятельство связано с пологим меридиональным прогибом щита, проходящим в районе Балтийского моря (от устья Вислы к Ботническому заливу).

В основании силура Прибалтики располагается унгулитовый песчаник с *Obolus Apollinis* (5—20 *м* мощности), соответствующий тремадокскому ярусу Англии; песчаник залегает на размытой поверхности нижнекембрийских песчаников. Он очень тесно связан с горючими сланцами с граптолитом *Dictyonema* (4 *м*). Выше, отделяясь от диктионемовых сланцев поверхностью размыва, залегают известковистые глауконитовые песчаники и глауконитовые известняки (10 *м*) с *Megalaspis*; по данным Ламанского, мы встречаем здесь весьма сложные фациальные изменения, указывающие на значительные колебания уровня моря при начале силурийской трансгрессии. Вся остальная толща прибалтийского силура, мощность которого определяется в 200 *м*, представлена разнообразными известняками.

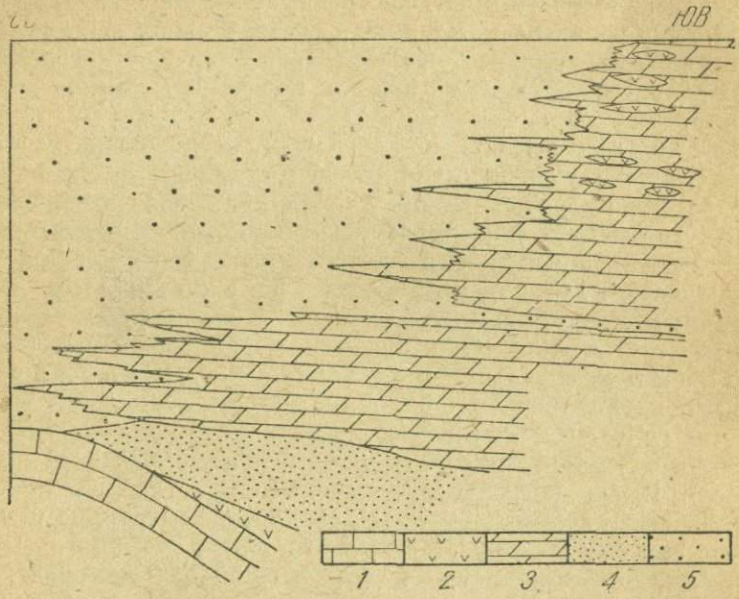
В низу этой толщи залегает ортоцератитовый известняк с *Endoceras vaginatum* и *Asaphus expansus* (12 *м*), кроющийся эхиносферитовым с *Echinosphaerites aurantium* (8—9 *м*). Выше развиты кукерские известняки и мергеля с прослоем кукерсита — горючего сланца, разрабатываемого для нужд ленинградской промышленности в районе Гдова; этот сланец имеет еще более значительное развитие в Эстонии, к востоку же он выклинивается. Нижний силур заканчивается 50-метровой толщей известняков, полностью развитых лишь в Эстонии и носящих местные эстонские названия.

Готландские слои лежат согласно на ордовичских, составляя с ними одну единую свиту. Они развиты лишь в Эстонии, в которой наблюдается по мере движения на запад появление все более и более молодых горизонтов. Мы вкратце сообщим их стратиграфию; это является необходимым для полноты картины строения прибалтийского палеозоя. Готланд начинается бореальными слоями, сложенными известняками и мергелями с кораллами и табулятами и *Pentamerus borealis*. Они кроются коралловыми известняками эстонских слоев с *Pentamerus esthonus*. В эзельских слоях мы опять встречаем коралловые известняки и известняки с табулятами (*Favosites gothlandica*, *Halysites*). Серия заканчивается мергелями и доломитами с *Eurypterus* и панцырными рыбами (*Tremataspis*). Выше залегают красные песчаники основания девона.

Переходим к **девонской** системе, занимающей огромное пространство по южному склону Балтийского щита, обычно называемое «Главным девонским полем» и покрывающей Полесский мост. Кроме того, девон протягивается узкой полосой от южных берегов Ладожского озера на северо-восток, где он развит на всей площади между Онежской и Двинской губой; эту полосу называют «Северо-восточным крылом». Девон залегает к югу от Ленинграда на нижнем силуре, а на Полесском мосту — на докембрийских породах. В северо-восточном направлении девон, срезая силур, переходит на кембрий, а восточнее Ладожского озера располагается непосредственно на докембрийском фундаменте. Первоначальные исследования девонских образований Балтийского щита производил Венюков, данные которого послужили Карпинскому для его известных обобщений. Это было в 1884 г.; с тех пор этим районом мало кто занимался, и только в последнее время на него обратили снова внимание; мы встречаемся с работами Асаткина, Даниловского, Янишевского, Д. В. Обручева и Геккера. Последнему и Д. В. Обручеву принадлежит новая стратиграфия девона Главного поля и сопоставление его с хорошо изученным орловско-воронежским девоном.

Девонские отложения Главного поля построены очень сложно, так как здесь мы имеем сцепление континентальной фации («древний красный песчаник») и морской. В связи с этим обстоятельством нижняя часть девона Главного поля представлена содержащими магнезиальные соли и поваренную соль лагунными мергелями (20—30 *м* мощности) с рыбами (*Osteolepis*, *Dipterus*). Эти образования кроются красноцветными полосатыми, частью косвенно-слоистыми, песчаниками (100 *м* мощности), которые, по мнению Геккера, являются либо пустынными, либо дельтовыми накоплениями. Возраст указанных пород определяется им как среднедевонский (фиг. 7).

Вторая серия девонских отложений состоит из морских известняков и доломитов, переслаивающихся с красноцветными глинами и песчаниками, причем морские прослои выклиниваются в западном и северо-западном направлении. К югу от Пскова мощность морских образований достигает 80 *м*. По старым данным Венюкова (новей-



Фиг. 7. Схема соотношения фаций Главного девонского поля (по Геккеру) от Балтийского моря к Москве.

1 — силур; *2* — гипсы; *3* — известняково-доломитовая фация; *4* — песчаная фация среднего девона; *5* — красные песчаники верхнего девона.

шие исследования Геккера, Д. В. Обручева и других еще не закончены), мы имеем внизу *Rhynchonella Meyendorfi* и *Spirifer muralis*, выше появляет . *Sp. tenticulum*, к которому еще выше присоединяется *Sp. disjunctus*. Вся эта толща относится, по данным Наливкина, к верхнему девону. Литологически мы имеем чередование доломитов, мергелей и гипсов, что заставляет нас предполагать здесь наличие очень мелкого моря, обрамленного системой лагун. Три нижние пачки известняков заходят значительно дальше на запад, чем верхние; при этом обе серии отделены горизонтом песчаников, далеко распространяющимся на восток и заходящим и в Подмосковный бассейн. Подобное расположение пород говорит о весьма обширном, но кратковременном поднятии в начале фаменского века. Три нижних пачки известняков перекрыты серией пестро окрашенных песчаников, мергелей и глин (90 *м* мощности), составляющей третью, верхнюю, серию северо-западного девона. Морских прослоев здесь почти нет—они развиты уже на границе Подмосковного бассейна (бассейн р. Ловати). Фауна верхних песчаников имеет совершенно иной характер, чем нижних — здесь присутствуют ганоидные рыбы *Holoptychius* и *Bothryolepis*. Общая мощность северо-западного девона достигает 300 *м*.

Южнее, на Полесском мосту, девон представлен известняками и мергелями; в северо-восточном же крыле мы встречаемся исключительно с континентальными породами — красными песчаниками, конгломератами и пестро окрашенными глинами и мергелями, лежащими непосредственно на докембрии. Повидимому, эти образования соответствуют всему девону Главного поля и в очень большой своей части также нижнему карбону, морские отложения которого на Беломорской плите неизвестны, в последнее время верхний девон с растениями найден на Кольском полуострове (часть свиты Имандра-Варзуга), составляющий кровлю сиенитовых интрузий.

Каменноугольные породы на Балтийском щите отсутствуют; ими сложена обширная изогнутая полоса, которую мы относим уже к Подмосковному бассейну. На Кольском полуострове местами попадаются отдельные обломки пород с фауной карбона, происхождение которых нам неизвестно. Мы уже отмечали, что ко времени карбона следует относить огромные интрузии щелочных пород Хибинского массива. Можно указать еще, что от Тихвина до Пинеги нижний карбон представлен континентальными и прибрежными отложениями, на которые трансгрессивно налегает морская толща среднего карбона, выраженного известняками.

4. Мезозой и кайнозой

Мезозойские отложения втречаются только южнее параллели Смоленска, где они перекрывают Полесский мост залегая трансгрессивно на девонских породах в районе поперечного его опускания. Мы имеем здесь верхне**юрские** отложения и верхне**меловые**. В то время как первые выражены глинистыми породами, последние сложены мергелями и белым мелом. Они погружены ниже уровня рек и вскрыты многочисленными скважинами. Покрыты они **палеогеном** — песчано-глинистыми отложениями эоцена и олигоцена. Все это говорит о весьма значительных поперечных опусканиях, которые испытывал Полесский мост в верхней юре, в верхнем мелу и в середине палеогена. Эти движения следует сопоставлять с соответствующими погружениями Донецкой и Польско-Германской впадин, о чем речь будет итти ниже.

Четвертичные породы занимают всю площадь нашего района, причем в области Финляндии и Обонежья они сравнительно не мощны и представляют собою отложения центральных частей оледенения. Гораздо более сложный характер имеет четвертичный покров южного склона Балтийского щита и Полесского моста, где насчитывается не менее трех морен, разделенных флювио-гляциальными, лёссовыми и межледниковыми отложениями. Эта область характеризуется в рельефе тремя рядами конечных морен, между которыми расположены зандровые поля. По побережью Финского залива, Ладожского озера и на обширной площади в бассейне оз. Ильменя залегают разнообразные позднеледниковые и послеледниковые морские и озерные породы, относящиеся к этапам развития Балтийского моря, соединявшегося с Белым морем узким проливом.

Четвертичный покров по южной окраине щита настолько мощен, что коренные отложения вскрываются лишь наиболее крупными реками, южнее же Западной Двины они достижимы только скважинами.

Балтийский щит представляет прекрасный пример области накладывающихся друг на друга складчатых сооружений, в результате чего рождается платформа, которая приобретает весьма жесткие структурные свойства, и затем снова появляются признаки некоторого ослабления. Нам надлежит в краткой форме подытожить сказанное и наметить главнейшие стадии развития этого древнейшего сооружения земной коры.

Мы застаем нашу область в архее в стадии очень большой гибкости, об этом свидетельствует крайний метаморфизм отложений, резкая складчатость и грандиозное развитие гранитных массивов, занимающих огромные площади. Мы не в состоянии при современном уровне наших знаний установить, представляла ли вся наша область одну единую геосинклиналь, были ли в то время какие-нибудь области, которые можно было бы сравнить с современными платформами или массивными глыбами. Мы также не знаем характера осадкообразования тогдашних морей, так как полная метаморфизация отложений не допускает этого. С уверенностью мы можем лишь сказать, что осадочный процесс имел место — об этом свидетельствует наличие конгломератов, мраморов и других пород, связанных с указанным процессом.

Самое большее, что мы можем сказать, это то, что саамская складчатость, развивавшаяся в архее, создала обширные горные цепи, появление которых сопровождалось грандиозными внедрениями гранитной магмы. То были древнейшие горные хребты нашего континента. Ясно, что в середине архея эти хребты были уничтожены и наступил новый цикл осадкообразования, который несомненно имел геосинклинальный характер; зато нам неизвестно, как изменилась структура земной коры за указанное время и какова была продолжительность денудационного периода, начавшегося после саамского орогенеза. Новый осадочный цикл, новое геосинклинальное опускание привели ко второму этапу метаморфизма и к свеко-фенноской складчатости, соединенной с новой фазой интенсивной магматической деятельности. Создались снова горные хребты, вытянувшиеся с запада на восток; где было их начало и где конец, мы еще этого не знаем; не знаем также и расположения жестких участков тогдашней земной коры, один из которых, возможно, помещался на севере.

Резкое изменение простирания складок в лаппо-карельскую складчатую эпоху имеет громадное значение. Очевидно, что прежняя, архейская, структура земной коры отмерла. Прежние хребты были уничтожены, и геосинклиналь открылась в ином направлении, так что горные сооружения были поперечным опусканием погружены в геосинклинальный прогиб. Мы не можем иначе толковать указанный факт, как явление коренной перестройки структуры земной коры на этом ее участке, полного изменения ее особенностей на отрезке времени между свеко-феннской и лаппо-карельской складчатостью. Вероятно, прошло исключительно много времени, в течение которого свеко-феннские хребты были срезаны и архейские геосинклинали превратились в области, сходные с современными платформами и уже затем испытавшие погружение вне старых

направлений; это говорит о громадном промежутке времени, потребовавшемся для такой перестройки земной коры по иному плану.

Таким образом, в середине протерозоя воздвиглись горные цепи, шедшие с северо-запада на юго-*восток*. Указанная складчатость окончательно изменила структуру района — он утерял навсегда геосинклинальные свойства и превратился в платформу. Лаппо-карельский *орогенез* закончился в ятулийское время, после чего началось обширное нагромождение обломочного материала в результате усиленного размыва и разрушения карелид. Это и характеризует иотнийское время. Страна превратилась в обширную пустынную сушу (растительности в то время на континентах *не было*), на которой шло интенсивное речное и эоловое осадкообразование. В смысле структуры дело обстояло так: слабые изгибы иотнийских пород и прорыв их *изверженными породами* говорят о том, что область нынешнего Балтийского щита была еще очень гибка — она находилась в то время на положении краевой плиты и была затронута пост-орогенной складчатостью.

В конце протерозойской эры во время, соответствовавшее *отложению* гиперборейской свиты пород, на севере замечается погружение платформы под уровень небольшой трансгрессии, возможно, связанной с начавшимся *прогибом* Каледонской геосинклинали. Особенно замечательно, что к этому времени относится появление ледников на Финмаркене; с чем было связано это оледенение, какое *оно имело* распространение и вследствие каких причин возникло, представляет еще неразрешенную проблему.

Наступает палеозой. Западная часть Балтийского щита прогибается параллельно погружению Каледонской геосинклинали; морской покров в Швеции существует непрерывно в течение всего кембрия и силура, причем нижнекембрийские породы представлены там песчаниками. Можно сделать предположение, что восточнее—в области *Финского залива* — образовался прогиб; на это намекает отложение кембрийских глин глинта. Трансгрессия в Швеции была продолжительна и устойчива — сначала шло отложение песчаников, а затем квасцовых сланцев, тогда как в районе Финского залива море появилось в нижнем кембрии, а затем *исчезло под влиянием* поднятия щита; вторая — верхнекембрийская трансгрессия была очень кратковременной. Скорее всего Швеция была на положении подвижной плиты, а *восточное* побережье Балтийского моря— устойчивой плиты. Наиболее же неподвижным районом являлась полоса от Ладожского моря к Полесскому мосту, как об этом свидетельствует выклинивание в этом направлении кембрийских и силурийских отложений.

В течение силура мы видим образование граптолитовых сланцев наряду с известняками в Швеции, что указывает на большее погружение западной части платформы *по сравнению с* восточной, где отлагались только мелководные известняки. Различие в подвижности платформы здесь также отчетливо выявляется; мы можем сказать, *что в нижнем*, докаледонском, палеозое платформа в районе Балтийского щита была значительно подвижнее, чем в последующие времена.

Начало каледонского орогенеза отражается на платформе постепенной регрессией моря, сменой известняков, содержащих крупные плеченогие, коралловые известняки, а затем мергеля и отложения лагун с остатками гигантских раков; последние, как известно, характерны для самого конца силура. Здесь вполне отчетливо выявляется параллельность поднятий в геосинклинали и на платформе, причем на последней происходят постепенная регрессия моря и переход его в лагуны.

Каледонская складчатость очень отчетливо представлена на крайнем севере, где мы имеем надвиги в сторону Балтийского щита, причем орогенез сопровождается интрузиями основных пород в краевых частях платформы (Кольский полуостров). Своеобразные складки появляются также и по южному краю щита (Андомская гора на Онежском озере). Эта эпоха наложила резкий отпечаток на Балтийский щит, сильно консолидируя его. Отныне он совместно с каледонидами образует единый жесткий массив — Фенно-Скандию, которая утрачивает способность к погружению, а наоборот, приобретает тенденцию к поднятию. Балтийский щит становится сначала глыбой II порядка, а после девона — глыбой I порядка. Геосинклинальная зона полностью перешла в свою противоположность.

Несколько слов об истории щита в девоне. Этот период характеризуется мощным развитием континентальных пород «древнего красного песчаника», появление которых мы не можем не ставить в связь с изменением рельефа севера Европы, имевшим место в результате каледонского орогенеза. Разрушавшиеся горы дали огромное количество обломочного материала; ввиду отсутствия нижнедевонских слоев можно думать, что разрушение гор началось лишь со среднего девона, ранее же происходило только медленное поднятие, но большие высоты еще не были достигнуты.

Девонское море проникает на Полесский мост; это обозначает небольшое поперечное погружение этого района. Балтийский щит тогда испытывал колебательные движения, позволявшие морю наступать на сушу, временами же оно освобождало ее, распадаясь при этом на лагуны. В фаменский век море постепенно отходит к центру Русской платформы, замещаясь отложениями континентальных пород. Последнее обстоятельство можно трактовать как прекращение колебательных движений и начало медленных поднятий. И действительно, ни каменноугольных, ни пермских отложений Балтийский щит не знает. Герцинская складчатость, нажимая на жесткую глыбу с севера и востока, вызвала крупные разломы и поднятие щелочных магм — образовались нефелиновые сиениты Хибин с их залежами апатитов.

В юрском периоде погрузилась лишь средняя часть Полесского моста; явление повторилось в верхнем мелу и в эоцене, сам же щит не подвергался каким-либо опусканиям. Крупные движения он испытал лишь в четвертичном периоде, когда он троекратно покрывался сплошным покровом льда, причем перед началом оледенения имело место крупное поднятие, остановленное накоплением льдов. Ко времени их таяния происходило временное погружение щита, которое сменилось новым поднятием, вызвавшим новое оледенение.

К концу четвертичного периода приурочены крупные разломы и опускания краевых частей щита, а центральная часть его прогнулась; при этом возник морской бассейн от Дании до Белого моря, который после многих изменений оторвался от последнего и образовал Балтийское море.

Это событие с точки зрения понимания структуры имеет чрезвычайно большое значение, так как впервые после верхнесилурийской регрессии море вновь появилось на щите. Очевидно, что-то изменилось в структуре кристаллического фундамента, он сделался более слабым, быть может, в результате огромных нагрузок, которые он испытал неоднократно во время оледенения.

6. Полезные ископаемые

Значение Балтийского щита для экономики социалистического строительства огромно. История целой серии геосинклинальных зон, испытавших мощные складчатые движения и превратившихся в результате в платформу, не может не вызвать у нас представления о целых эпохах образования полезных ископаемых. И действительно, Кольский полуостров с его Хибинским массивом представляет целую сокровищницу ценнейшего минерального сырья, открытую и изученную уже после Октябрьской революции. Отметим, что целый ряд месторождений имеют не только всесоюзное значение, но могут считаться мировыми. Таковы железные руды Мончатундры — результат саамской складчатости и колоссальных гранитных интрузий. С той же эпохой связано появление абразивных материалов—граната. Нефелин, апатиты, титаномагнетиты — основа промышленности Кировска — образовались под влиянием герцинского орогенеза. Значение апатитовых месторождений грандиозно, количество их неисчерпаемо.

Далее отметим, что с саамской складчатостью связаны сернистые руды никеля и меди. Кроме того, мы имеем здесь пирит, барит, ванадиевые и цирконовые руды, флюорит и др. Все эти минеральные образования связаны с той или иной фазой магматической деятельности, соединенной с различными эпохами орогенезов.

Южнее, в Карельской АССР, мы имеем железные руды Тулмозера и ценнейшие строительные материалы берегов Онежского озера — граниты, диабазы и т. д.

Кембрийское осадкообразование дало в окрестностях Ленинграда превосходную гончарную глину, а силурийское— гдовские горючие сланцы с их высокой теплотворной способностью и ценными продуктами перегонки (аммиак, сера, нефтяной газ и пр.). Силурийские известняки представляют прекрасный строительный материал. Девон нам дает гипс и соляные источники Старой Руссы, где существует старинный курорт.

Длительная геологическая история Балтийского щита обусловила образование большого количества разнообразных ископаемых богатств, список которых, повидимому, может быть еще значительно увеличен в результате детальных и углубленных геологических исследований, производящихся в настоящее время.

III. ПОДМОСКОВНЫЙ БАССЕЙН

1. Тектоника

Подмосковный бассейн представляет очень обширную котловину, открытую к северо-востоку и замкнутую с юго-западной стороны. Общее ее строение таково: по периферии, на юге, западе и северо-западе, залегают девонские породы, постепенно уходящие вниз к центральным частям котловины, которые сложены на юге каменноугольными, а на севере пермскими образованиями, прикрытыми несогласно юрой; выше нее существуют остатки меловых отложений.

Кроме того, все эти образования перекрыты местами очень мощным чехлом четвертичных отложений морены и флювио-гляциальных песков; они и определяют собою рельеф поверхности (см. табл. III и IV).

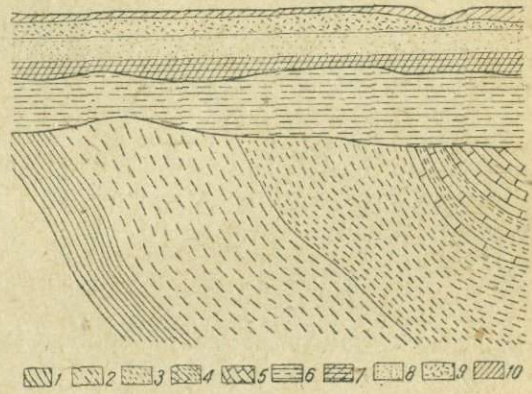
По направлению от центра котловины Москвы на юг слои очень медленно поднимаются, так что в районе Тулы выходят на поверхность нижние каменноугольные образования, а еще далее к югу, к Ельцу и Орлу, выступают отложения девона, которые продолжают подниматься все более и более высоко по направлению к югу, причем они залегают непосредственно на кристаллических породах Воронежской глыбы. Девонские образования в этом районе срезаются несогласно падающими к югу слоями юры и мела, уходящими в Донецкую впадину.

На запад от Москвы слои также медленно поднимаются, что вызывает появление в районе Вязьмы нижнего карбона, а у Смоленска под огромной толщей четвертичного покрова залегают слои девона. Ближайшие окрестности Москвы сложены в основании средним карбоном, который по направлению к Орехово-Зуеву покрывается верхнекаменноугольными слоями. Поверх карбона мы имеем маломощный покров юры, несущий в различных пунктах слои нижнего мела и даже верхнего (Теплостанская возвышенность и Клинско-Дмитровская гряда). К северу верхняя граница карбона быстро уходит на очень большую глубину причем, начиная от Ростова и далее к северу, на карбон налегает в высшей степени мощная толща пермских пород, залегающих в обширной котловине, центром которой является Ярославль. Они покрыты юрскими отложениями, а далее, к северу, в районе Белого озера, пермские образования выходят на поверхность, причем из-под них выступают слои карбона и северо-западной полосы девона.

К востоку от Москвы дело обстоит несколько сложнее. Сначала слои образуют меридиональный заполненный мезозоем прогиб (Рязанско-Костромской прогиб), за ним идет полоса поднятия; оно имеет характер вала и называется Окско-Цнинским валом. Он представляет собою очень пологое изогнутие слоев; ядро его сложено слоями верхнего карбона, поверх которых располагаются слои нижней и верхней перми. Вал этот протягивается от Кинешмы через Ковров к Елатьме и затем, раздваиваясь, уходит в сторону Пензы и Тамбова. Восточное падение слоев на валу уже не относится к Подмосковному бассейну, а составляет западную окраину Восточно-Русской впадины.

2. Стратиграфия палеозоя

Из чего сложено основание Подмосковного бассейна, нам неизвестно. Наиболее древними доступными изучению образованиями являются среднедевонские, причем мы не обладаем пока сведениями, на чем они залегают, в частности мы не знаем, существуют ли в Подмосковном бассейне силурийские отложения. В прежнее время указывался силур в районе «Новоторжского вала» близ г. Вышнего Волочка. В настоящее время мы знаем, что весь этот вал, повидимому, представляет собою сгруженные отторженцы, принесенные ледником, а под силурийскими известняками оказалась морена, что заставляет этот выход считать образованием ледникового происхождения. Несколько иначе обстоит дело на юге, где под наиболее низкими горизонтами девона в скважинах обнаружены докембрийские образования, о которых речь будет итти при рассмотрении Донецкой впадины. Таким образом, наиболее древние отложения палеозоя Подмосковного бассейна девонские.



Фиг. 8. Налегание палеозоя на складчатый докембрий (по Архангельскому).

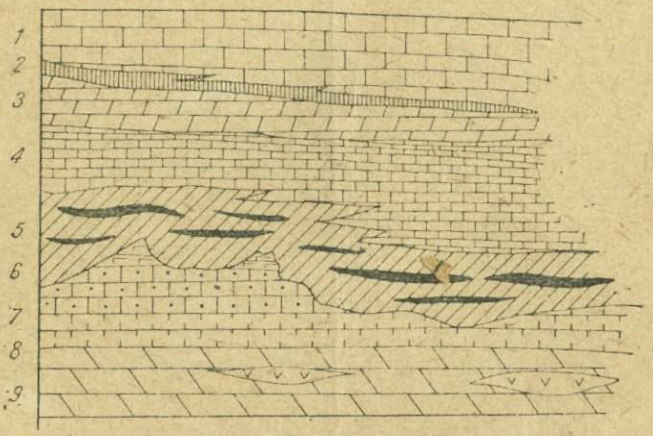
1 — слюдяные и хлоритовые сланцы и гнейсы; *2* — железистые кварциты; *3* — биотитовые сланцы и известняки; *4* — биотитовые сланцы и известняки; *5* — известняки (*1* — *5* — протерозой); *6* — девон; *7* — юра; *8* — сеноман; *9* — сантон и турон; *10* — четвертичные породы.

Девонская система распространена по южному крылу Подмосковного бассейна, где она занимает бассейн Оки в районе г. Орла, Белева и Новосиля, верхнее течение Дона вплоть до г. Воронежа и его окрестностей, бассейн Лесного и Польного Воронежей в районе Липецка и г. Мичуринска. Кроме того, девонские отложения обнаружены глубоким бурением в г. Сталиногорске и Москве. О девонских породах западного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна мы уже говорили в предыдущей главе. Севернее Москвы девонские образования бурением не достигнуты по причине очень глубокого залегания их. Общая мощность девонских отложений между Тулой и Воронежом определяется в 320—350 *м*, под Москвою она много больше — не менее 800 *м* согласно данным глубокого бурения. Основание девона в Подмосковном бассейне неизвестно; бурение в Москве показало наличие глин, известняков, мергелей и ангидритов с р е д н е г о д е в о н а общей мощностью свыше 180 *м*. Южнее — в области Воронежской глыбы (Щигры) по скважинам известны красные песчаники и глины, лежащие поверх коры выветривания резко складчатого протерозоя (фиг. 8). Архангельский видит в них аналог красноцветных образований Главного поля. Красные песчаники покрываются щ и г р о в с к и м горизонтом, выходящим по Дону к северу от Павловска. Горизонт сложен

зелеными и пестрыми глинами и мергелями (100 *м*) со *Spirifer Verneuilli* и *Rhynchonella livonica*, что соответствует низам франского яруса. Бурение в Москве показало и там существование песчано-глинистой толщи щигровских пород, нижняя часть которых относится еще к среднему девону. Выше следует семилукский горизонт, сложенный голубоватыми глинами с прослоем мергелей и конгломератов. Здесь была найдена очень богатая фауна, которая заключает также, кроме плеченогих, отдельные трилобиты и аммониты. Наиболее типичны *Sp. disjunctus* и *Strophomena asella*. Мощность и характер налегания семилукских слоев на щигровские на юге пока не определены, в Москве же они достигают мощности в 210 *м*. Фауна этого горизонта, по Наливкину, указывает на открытое море с нормальной соленостью и богатым населением. Семилукские породы кроются петинскими песчаниками (5 *м*), повидимому, континентального происхождения с *Psilophyton*. Они *соответствуют широко распространенному горизонту континентальных пород Главного поля, расположенному выше нижней серии известняков, о чем мы говорили в предыдущей главе.* Еще выше следует воронежский горизонт, представленный разнообразными глинами, песчаниками, мергелями и известняками, иногда оолитовыми. Фауна резко отличается от семилукской и характеризуется присутствием *Sp. tanaicus* и *Sp. tenticulum*. Мощность воронежских слоев на юге незначительна (13 *м*), к центру же бассейна, к Москве, она возрастает и доходит до 135 *м*.

Верхняя часть девона в Подмосковном бассейне выражена довольно своеобразно. Она начинается евлановским горизонтом, сложенным внизу мергелями с прослоем глин, а выше коралловыми известняками; общая его мощность 35—45 *м*. В Москве коралловых известняков нет, и весь евлановский горизонт по данным глубокого бурения сложен 45 *м* плотных известняков. Из фауны отметим обильное присутствие крупных *Spirifer tenticulum*. Следующий горизонт, елецкий, начинает собою фаменский ярус и сложен внизу мергелями и глинами, а вверху пятнистыми известняками с желтоватой мергелистой массой в кавернах (40 *м*), со *Sp. Archiaci* и *Rhynchonella livonica*. Кораллы здесь исчезают и фауна имеет более бедный характер, чем евлановская. В Москве мощность возрастает до 60 *м*, а каверны заполнены гипсом. Лебедянский горизонт, заканчивающий собою подмосковный девон, имеет мощность к югу от Тулы в 100 *м*, а в московской скважине — 185 *м* и на юге сложен доломитами и доломитизированными известняками, а также мергелями и глинами. В Сталиногорске скважиной пройдены в указанном горизонте мощные пласты гипса (всего около 70 *м*); еще резче это выражено в Москве. Лебедянская фауна очень бедна— *Sp. Archiaci*, *Rhynchonella livonica*, мелкая двустворка *Arca oreliana* и рачек *Cythere tulensis*. Лебедянские отложения свидетельствуют о превращении девонского моря в огромную засоленную лагуну, образование которой началось еще во время отложения елецких слоев. На Окско-Цнинском валу по данным глубокого бурения верхний девон имеет мощность в 400 *м*, причем отдельные его горизонты по сравнению с Москвой сильно сокращены; сложен он главным образом известняками и доломитами, к которым в щигровском, семилукском и воронежском горизонтах присоединяются глины и мергеля.

Каменноугольная система занимает обширное пространство в Подмосковном бассейне, составляя фундамент всех более высоких его отложений. Карбон распространен в виде сплошной полосы вдоль северо-западной, западной и южной окраин Подмосковного бассейна, шириною в 100—200 *км*. Ближе к центру бассейна каменноугольные породы выходят только по крупным речным долинам, но достигнуты под покровом мезозоя огромным количеством скважин. Севернее



Фиг. 9. Схема строения нижнего карбона в южном крыле Подмосковного бассейна.

1 — московский ярус; *2* — красноцветные породы основания московского яруса; *3* — серпуховская свита; *4* — окская свита; *5* — угленосная свита; *6* — чернышинские слои; *7* — упинские слои; *8* — малевко-мураевнинские слои; *9* — лебедянский горизонт верхнего девона.

Ростова-Ярославского кровля карбона уходит под весьма мощные пермские отложения и скважинами района Ярославля и Вологды не достигнута. Кроме того, полоса верхнекаменноугольных пород проходит в меридиональном направлении от Коврова на севере до Шацка на юге, образуя Окско-Цнинский вал. Каменноугольные отложения распространены в Подмосковном бассейне закономерно благодаря самой структуре последнего — нижний карбон слагает внешнюю часть этой полосы, уходя под средний карбон, который образует полосу, более приближенную к центру котловины. Верхний карбон занимает под мезозоем часть бассейна восточнее Калинина и Москвы и весь Окско-Цнинский вал. Все каменноугольные породы сильно денудированы, и покрывающие их юрские отложения и отчасти меловые (между Вязьмой и Тулой) располагаются на различных горизонтах карбона, начиная от наиболее низких до самых высоких.

В основании каменноугольных образований Подмосковного бассейна залегают малевко-мураевнинские слои (фиг. 9), распространенные к югу от Тулы и настолько тесно связанные с лебедянским горизонтом верхнего девона, что граница обеих систем не всеми проводится одинаково. Здесь развиты оолитовые известняки,

а также тонкослоистые известняки с прослоями мергелей, глин и конгломератов с оригинальной фауной. Мы встречаем здесь каменноугольных плеченогих (*Productus fallax*, *Spirifer Urii*), кораллы, а также мелкорослых девонских *Arca oreliana* и *Cythere tulensis*. Отложения этого горизонта принадлежат морю с довольно высокой концентрацией солей, по возрасту они соответствуют этрёнским слоям Бельгии, т. е. самым низам карбона.

Малевко-мураевнинские слои покрываются у п и н с к и м и известняками, развитыми в бассейне верхней Оки и в верховьях Дона (30—10 *м*). Они заключают *Productus Panderi* и другую фауну, указывающую уже на нормальную соленость морского бассейна. Местами встречаются более высокие горизонты — ч е р н ы ш и н с к и е известняки с турнейским *Spirifer centronatus* (близким к *Sp. tornacensis*). Все перечисленные горизонты карбона сильно размыты и сохранились лишь в районе Тулы. Они там покрываются по неровной поверхности у г л е н о с н о й свитой, местами ложащейся непосредственно на девон. Она состоит из непостоянных прослоев серых, желтых и зеленых глин и линзообразных прослоев бурых углей. Последние сконцентрированы главным образом в южной части Подмосковного бассейна между Сухиничами и Ряжском. Это — угли лимнического типа, отложенные в болотах и озерах низкого побережья, иногда заливавшегося морем. К бурым углям присоединяются также богхеды — угли, происшедшие из водорослей, а также угли сапропелитового типа, возникшие из скопления спор. У Липецка в составе угленосной свиты развиты осадочные железные руды, образовавшиеся, по Пустовалову, в озерах, а затем диагенетически измененные и переотложенные. В северо-западном крыле Подмосковного бассейна, у Тихвина, угленосной свите подчинены алюминиевые руды — бокситы, накоплявшиеся, повидимому, в условиях размывания, переноса и переотложения латеритной коры выветривания Балтийского щита. В угленосной свите находятся остатки стволов и ваий растений (*Lepidodendron*, *Sigillaria*), а также стигмарии — корни и пни этих гигантских плауновых.

Мощность угленосной свиты достигает 60 *м*, местами же падает до 20 *м*. Кверху она очень постепенно переходит в морскую толщу визейского яруса, которая вклинивается в нее тонкими прослойками на различных уровнях. В связи с этим стратиграфическое положение угленосной свиты определяется как конец турнейского и начало визейского яруса.

Покрывающая ее морская толща нижнего карбона, разделенная ранее Струве на ряд горизонтов с палеонтологическими наименованиями, ныне очень подробно и полно изучена Швецовым, который разделил ее на ряд палеонтологических горизонтов, объединенных в о к с к у ю и с е р п у х о в с к у ю с в и т у[1]. Первая из них сложена внизу глинами, песчаниками и известняками, а выше исключительно известняками (30—50 *м*) с *Productus giganteus*, *Pr. striatus*

[1] В данном случае следует считать эти горизонты «свитами», а не «ярусами», как это обычно принято, так как в нижнем карбоне есть только два яруса, имеющих универсальное значение — турнейский и визейский. В этих ярусах не может быть другого, меньшего по объему, яруса. Все это говорит о крайней еще неустойчивости нашей терминологии.

и др. Встречаются также стигмарии с сохранившимися корневыми волосками, что дает повод предположить крайнее мелководье морского бассейна, на дне которого развивались влаголюбивые растения. Серпуховская свита также состоит из известняков частью криноидных, частью мраморовидных в 40 *м* мощности, с *Pr. latissimus* и *Spirifer trigonalis*. К Рязани серпуховские известняки выклиниваются, тогда как на западе они имеют обширное развитие. В западном крыле Подмосковного бассейна угленосная свита лежит на пестроцветных породах верхнего девона, а окская свита сокращена до 10 *мм* и не поддается палеонтологическому рассчленению. На северо-западе континентальный девон очень тесно связан с угленосной свитой, причем в бассейне Онеги весь нижний карбон сложен пестроцветными песчаниками и глинами.

Средний карбон начинается красными глинами, мергелями и песчаниками московского яруса, большею частью континентального происхождения, которые в районе Ржева достигают 30 *м* мощности, а в районе Москвы и Тулы не более 10 *м*; местами среди них имеются прослои с морской фауной. Этот горизонт свидетельствует о кратковременном осушении бассейна, связанном с поднятием Балтийского щита. Выше идут московские известняки в 120 *м* мощности, с тонкими прослоями красных глин и мергелей. Фауна московского яруса резко отличается от серпуховской; она заключает фузулины, новые рода кораллов (*Petalaxis*, *Botrophyllum*), табуляты (*Chaetetes radians*). Из плеченогих встречается в изобилии *Spirifer mosquensis*, из иглокожих *Archaeocidaris rossica*. Обильная фауна указывает на открытое неглубокое и теплое море.

Верхний карбон развит только между Москвой и Владимиром, им же сложен Окско-Цнинский вал. В основании залегают известняки с прослоями красных и зеленых глин со *Spirifer jigulensis* (тегулиферовый горизонт) в 40—45 *м* мощности. Выше залегают известняки с *Omphalotrochus Whitneyi* и *Productus boliviensis* (40 *м*), названные Никитиным «гжельским ярусом». Еще выше имеются известняки с *Pr. cora*. В самом верху карбона, видимо только в районе Коврова, развиты доломиты и известняки со *Schwagerina princeps* (швагериновый горизонт), в 10 *м* мощности, относимые многими геологами к основанию пермской системы. Верхнекаменноугольные фации — криноидные, коралловые и фузулиновые известняки.

Пермская система отсутствует в южной части Подмосковного бассейна, где поверх сильно размытого карбона залегает юра, а на южном крыле даже мел. Пермские образования начинают встречаться к северу от Ростова-Ярославского и занимают всю область к западу до Бежецка, Устюжны, Белозерска и Каргополя. Ими сложена глубокая котловина, причем мощность перми превышает 400 *м*. Вторая область развития пермских отложений связана с полосой к западу от Окско-Цнинского вала и с ним самим, начиная от Плеса на Волге через Иваново и Шую к Владимиру. Южнее Судогды пермские породы уже не отмечаются. К западу от Владимира они быстро выклиниваются. На Окско-Цнинском валу имеются уцелевшие от размыва остатки нижнепермских образований, которые протягиваются узкой полосой вдоль восточного края вала, начиная от впадения р. Тезы в Клязьму и кончая Муромом. Это *шустово-*

денятинские слои, сложенные доломитами и доломитизированными известняками (15 *м* мощности) с очень бедной фауной, в которой отсутствуют мшанки, иглокожие и трилобиты, кораллы же и плеченогие редки; преобладает небольшое количество видов гастропод и двустворчатых моллюсков. Это не что иное, как верхнекаменноугольная фауна, сильно обедневшая под влиянием повышавшейся концентрации солей в постепенно исчезающем бассейне. Присутствие в других районах нижнепермских слоев не отмечается благодаря большой мощности покрывающих их верхнепермских отложений. На севере Подмосковного бассейна нижняя пермь, повидимому, отсутствует.

Верхнепермские образования в Подмосковном бассейне мало изучены. Они представлены казанским ярусом, в котором мы всегда различаем два горизонта — нижний спириферовый и верхний конхиферовый, или пелециподовый[1]. Первый из них в районе Окско-Цнинского вала сложен разнообразными известняками, обычно доломитизированными, со *Spirifer rugulatus*, *Strophalosia horrescens* и другими плеченогими, а также с большим количеством пелеципод. Пелециподовые слои состоят тоже из известняков, обычно оолитовых с фауной пелеципод (*Modiolopsis Pallasi*, *Pseudomonotis speluncaria*, *Nucula Beyrichi* и др.). Общая мощность казанских слоев в районе Окско-Цнинского вала не превышает 20 *м*. Эта свита представляет собою отложения новой трансгрессии, залившей область, с которой путем испарения исчезло нижнепермское море, бывшее остатком сокращавшегося верхнекаменноугольного бассейна.

Поверх казанских пород залегает татарский ярус, сложенный переслоями яркоокрашенных мергелей и глин. В районе Окско-Цнинского вала мощность его не превышает 5—20 *м*; вполне очевидно, что здесь он был сильно размыт еще до отложения юры. По берегам Волги в районе Кинешмы и Плеса, а также по данным скважин в Ярославле и Ростове развит исключительно татарский ярус, сложенный главным образом красными глинами и песчаниками (сарминская свита). В верхней части ее были найдены остатки амфибий (*Benthosaurus*, *Capitosaurus*), что заставляет относить верхние части сарминской свиты уже к триасу. Красноцветные породы татарского яруса имеют в этом районе очень большую мощность— не менее 300 *м*. Подобные же цифры мы получаем по скважинам в Ярославле и Данилове. Присутствие казанских известняков под пестроцветными породами татарского яруса вполне вероятно.

В окрестностях г. Кириллова, т. е. на периферии области развития пермских пород, выходят известняки со своеобразной фауной— *Spirifer Blasii* и другими формами, свойственными северной области распространения верхнепермских отложений. Своеобразие этой фауны заключается в присутствии некоторых форм, имеющих несколько более древний облик по сравнению с нормальной казанской фауной Поволжья. Однако, с большой вероятностью можно придавать этим известнякам также казанский возраст.

---

[1] Некоторые геологи называют первый камским, а второй красновидовским — термины эти в литературе пока не привились.

3. Стратиграфия юры и мела

После отложения верхнекаменноугольных слоев в центральной части Подмосковного бассейна наступает длительный континентальный период, который продолжается до верхней юры. В течение его происходит усиленный размыв каменноугольных толщ, верхняя поверхность которых приобретает крайне неровный характер. В ряде пунктов встречаются образования, которые сохранились от эпохи континентального развития Подмосковного бассейна. Так, в окрестностях Москвы были обнаружены вырытые в известняках котловины, заполненные песками речного происхождения и вытянутые параллельно современной москворецкой долине. Их относят к средней юре. К востоку от Москвы, в районе Кудинова, Гжели, Орехова-Зуева и далее по направлению к Владимиру и Мурому, поверх каменноугольных известняков развиты своеобразные серо-зеленоватые огнеупорные и тугоплавкие глины, способ образования которых вызвал много разногласий. Мы имеем здесь, повидимому, остатки аллювиальных отложений, накопившихся в понижениях доюрского рельефа известняков за счет размывания, переноса и последующего раскисления красных и зеленых глин верхнего карбона. На юге бассейна поверх окских известняков развиты в районе Тулы бурые железные руды, которые кроются верхнеюрскими породами. По мнению Пустовалова, они представляют собою болотные и озерные образования, в которых шло накопление железистых солей, впоследствии испытавших различные перемещения и изменения. Этот горизонт следует относить, вероятно, к нижней или средней юре.

После этих замечаний о событиях, которые имели место до отложения морских слоев юры, мы можем перейти к последним.

Юрская система выражена в Подмосковном бассейне исключительно верхней юрой (мальмом), имеющей не более 30—50 *м* мощности. Мы различаем здесь келловейский, оксфордский, кимериджский, нижневолжский и верхневолжский ярусы. Подмосковные юрские отложения изучались особенно усердно в середине и конце прошлого века; сюда относятся работы Рулье, Траутшольда, Никитина, Павлова, Иловайского и других. Стратиграфия их особенно полно разрабатывалась Павловым и его учениками.

Келловейский ярус развит главным образом в районе Окско-Цнинского вала, где его слагают черные глины, с серным колчеданом и прослоем железисто-оолитового мергеля, выходящие по Оке в районе Елатьмы и Касимова.

Здесь мы встречаем внизу *Cadoceras Elatmae*, в прослое мергеля— *Cosmoceras Jason* и *Stephanoceras coronatum*. Западнее, у Рязани, мы имеем верхний келловей с *Quenstedtoceras Lamberti*; на севере, у Кинешмы, низы келловея сложены белыми песками, а средние горизонты выражены в глинистой фации, которая прекрасно развита у Мологи. Нижний келловей к западу от Рязани, в районе Зарайска, переходит в песчано-глинистую толщу пресноводного характера, в районе же Москвы к келловею относится лишь тонкий слой мергеля. Таким образом, келловейская трансгрессия вначале не проникает западнее Костромы и Рязани и только позднее захватывает бассейн Мологи.

Оксфордский ярус представлен обычно темными глинами с *Cardioceras cordatum* Он очень отчетливо выражен в районе Костромы, Кинешмы и Рыбинска, а в особенности в районе Рязани, где он изучался Иловайским. Вышележащие слои глин с *Card. alternans* обычно принято в настоящее время относить к кимериджскому ярусу, хотя имеются все основания считать их верхним горизонтом оксфорда. В прежнее время они выделялись в секванский ярус, объем которого имел очень неопределенный характер, что заставило отказаться от выделения его.

Типичные кимериджские слои *Aulacostephanus eudoxus* и другими аммонитами, повидимому, были в Подмосковном бассейне плохо развиты и нацело размыты; от них остались только отдельные обрывки (Звенигород, Мышкин).

Поверх глин с *Cardioceras alternans* под Москвою и в других центральных частях бассейна залегает нижневолжский ярус, который многими геологами называется портландом. В его основании залегают фосфориты, а выше темные глины и пески. Близ Рыбинска нижневолжские породы представлены в иной фации, а именно грубо-железистыми песчаниками. Фауна нижневолжского яруса необычайно характерна: внизу мы имеем *Pavlowia Panderi* и *Virgatites scythicus*, а вверху — *V. virgatus*. Кроме того, здесь чрезвычайно часто встречаются *Belemnites absolutus* и *Aucella mosquensis*.

Верхневолжский ярус под Москвою сложен глауконитовыми и железистыми песчаниками, точно такой же состав он имеет у Мологи и Рыбинска. Восточнее, в районе Окско-Цнинского вала, оба волжских яруса отсутствуют, являясь полностью размытыми. Нижняя часть верхневолжского яруса содержит *Garnieria fulgens*, средняя — *Craspedites subditus*, а верхняя *Cr. nodiger*. Кроме того, обширное распространение имеют *Belemnites russiensis* и многочисленные ауцеллы (*Aucella Fischeri*). Не везде эти три зоны полностью развиты.

В полном виде юрские образования выражены под Москвою и на верхней Волге (между Калязиным и Кинешмой). Севернее и западнее этих районов они сильно размыты и истерты ледником, в отложениях которого очень часто встречаются большие глыбы юрских пород. Южнее Москвы юра встречается в виде отдельных островков на возвышенных частях водоразделов. Такие островки встречаются в бассейне Оки, к югу от Калуги, Тулы и Рязани. Наконец, значительные участки юры имеются в верховьях Оки, в районе Кром и верховьях р. Сосны близ г. Малоархангельска. Юрские образования южной окраины Подмосковного бассейна очень плохо изучены, это зависит от их бедности фауной, непостоянного характера пород и плохой обнаженности верхних частей склонов, к которым они приурочены. Местами они с трудом отделяются от песчано-глинистых и песчаных отложений нижнемелового возраста

Меловые образования развиты в центре Подмосковного бассейна, между Москвой и Владимиром, на Волге между Калязиным и Рыбинском и на обширном пространстве между р. Волгой, Костромой и Унжей. На юге бассейна мы имеем полосу меловых пород, протягивающуюся от Касимова через Рязань, Елец, Орел, Брянск к Смоленску. Она составляет северную окраину огромного поля

распространения меловых отложений, покрывающих Воронежскую глыбу и Донецкую впадину. В основании мела располагается рязанский горизонт, развитый под Москвою и в районе Рязани и Спасска. Он сложен оранжевыми песками с прослоями фосфоритов; мощность его под Москвою около 10 *м*, к Рязани же она падает до 1,80 *м*. Фауна этого горизонта очень своеобразна: здесь присутствует *Berriasella rjasanensis*, близкая формам французского берриаса; вверху встречаются *Tollia spasskensis* и ауцеллы — формы бореальные, так что здесь мы имеем следы двух противоположных влияний — южного и северного.

Валанжинский ярус развит в основании меловых отложений в районе Костромы, а также у Владимира, Рязани, Михайлова и Тулы в виде глауконитовых песчаников и слоев фосфоритов незначительной мощности (1—3 *м*). Он характеризуется бореальной фауной — *Tollia stenomphala*, *Polyptychites Keyserlingi*, ауцеллами (*Aucella crassicolis* и пр.).

Готеривский ярус в Подмосковном бассейне не выражен, так что валанжин покрывается непосредственно барремом, в составе которого мы встречаем под Москвою железистые песчаники с редкими *Simbirskites versicolor*, а в Ярославской области — пески. На юге и юго-востоке Подмосковного бассейна нижнемеловые отложения с трудом поддаются расчленению.

Между Москвою, Дмитровом и Владимиром развиты белые аптские пески (15 *м*) и песчаники с остатками наземной флоры (папоротники, цикадовые и хвойные). Выше в районе Дмитрова и Владимира залегают глауконитовые пески и фосфориты альба с *Hoplites dentatus*. Кроме того, нижние горизонты альба с *Desmoceras* известны в окрестностях Кром, также Жиздры и Рославля.

Вся южная часть Подмосковного бассейна занята мало изученными и бедными фауной песчано-глинистыми отложениями (60 *м* мощности), которые соответствуют, повидимому, всему нижнему мелу, но захватывают местами и юру, судя по находкам кое-где келловейских аммонитов.

Верхнемеловые породы занимают небольшую площадь между Дмитровом и Юрьевом Польским и в бассейне верхней Десны — к северу от Брянска.

К северу от Москвы, у Дмитрова и Загорска, поверх альбских глин залегают сеноманские пески с фосфоритами, заключающие остатки рыб и *Schloenbachia varians*, аммонит очень типичный для сеномана. Выше располагаются опоки, относящиеся к турону, и пески, переслаиваемые песчаниками, из которых известны *Inoceramus russiensis* (коньяк), *In. lobatus* и *Actinocamax verus* (сантон). Все это указывает, что верхнемеловое море заходило в Подмосковную впадину, но северный предел его распространения нам неизвестен, так как верхнемеловые породы появляются только на самых высоких точках рельефа, на которых они крайне редко уцелели от размыва и уничтожения ледником.

В районе Брянска в основании верхнего мела залегают сеноманские пески с фосфоритами, выше располагается белый мел туронского возраста, покрываемый сантонскими опоками. Эта область смыкается с обширным полем верхнего мела Донецкой впадины и поэтому будет рассмотрена при описании этой последней.

4. Кайнозой

Палеогеновые отложения в Подмосковном бассейне отсутствуют: очевидно, после регрессии в конце мелового периода море уже сюда больше не возвращалось. Только в бассейне Десны —у Рославля, и к западу от Воронежа мы находим остатки сплошного палеогенового покрова, заходящего сюда из Донецкой впадины и представленного песчаными породами. К **неогену**, а именно к миоцену, могут относиться белые пески и песчаники с остатками растений, которые обнаружены были Ивановым к югу от Тулы на водоразделах.

Четвертичные отложения весьма полно представлены в Подмосковном бассейне, где они выражены моренами трех оледенений, из которых вюрмское, оставившее конечные морены, зандровые пески и флювио-глациальные образования, не доходило до Москвы. Морены подразделены толщами песков и межледниковых озерных отложений, среди которых вырыты широкие речные долины, заполненные песками. К югу четвертичный покров сокращается, и к югу от Тулы ледниковые образования исчезают. Мощность четвертичного покрова, местами превышающая 100 *м*, обусловливает то, что коренные породы располагаются ниже уровня рек и оказываются достижимыми только скважинами. Последние данные Мирчинка говорят о совершенно иной, в сравнении с современной, гидрографической сети, существовавшей в Подмосковном бассейне перед последним оледенением.

5. История развития

Начальные моменты образования Подмосковного бассейна нам в точности неизвестны, потому что мы не знаем, что́ служит основанием девона, так как факт налегания девона на докембрий на юге мы не в праве распространять на всю котловину. Условно можно предположить, что опускание ее имело место в начале или середине девона, когда были отложены мощные песчано-глинистые накопления, вскрытые бурением в Москве. К началу верхнедевонской эпохи относится трансгрессия, которая оставила щигровские слои, а позднее семилукские. Отчасти к этому же времени относится отложение красных песчаников южной окраины бассейна. Море, проникшее в Подмосковный бассейн, имело нормальную соленость и было богато населено разнообразной фауной. Так продолжалось до конца эпохи образования семилукских слоев, когда произошло поднятие на обширной площади. Это явление выразилось в возникновении петинских слоев, имеющих характер осадков континентального происхождения. Господство суши в Подмосковном бассейне было очень кратковременным, но причины, вызвавшие ее появление, были достаточно глубоки, так как в дальнейшем характер девонского моря резко изменился. Уже в воронежскую эпоху море было населено более бедной фауной, чем ранее, причем с течением времени соленость морского бассейна постепенно увеличивалась; это явствует из обеднения фауны, отмирания различных стеногалиновых форм, каковы трилобиты, головоногие, кораллы и другие, не выносившие повышенной концентрации солей в бассейне. Из наблюдений над литологическим характером пород мы тоже приходим к этому

выводу, так как все чаще появляются породы, богатые солями магния (доломиты и доломитизированные известняки). Наконец, в елецких и в особенности в лебедянских слоях отлагается ангидрит и гипс, скопления которого в последних достигают огромной мощности. Направление развития подчеркивается этим с особенной ясностью — бассейн постепенно замыкается и превращается в огромную лагуну. Этот процесс, вероятно, связан с постепенным поднятием Окско-Цнинского вала, прекратившим нормальный обмен солевым составом между Подмосковным бассейном и обширным верхнедевонским морем, которое занимало Восточно-Русскую впадину и Уральскую геосинклиналь. Переломный момент наступил в конце девона — замкнутая лагуна снова вступила в соединение с открытым морем — мелкая и бедная фауна малевко-мураевнинских слоев заключает уже ряд брахиопод, свойственных каменноугольным бассейнам нормальной солености. В течение турнейского века всякий намек на повышенное количество солей в морской воде исчезает, и фауна становится нормальной для этих горизонтов карбона. Очевидно, что к этому времени приурочено было опускание Окско-Цнинского вала. Пребывание турнейского моря в Подмосковном бассейне было непродолжительным— наступило общее поднятие последнего, только что отложенные известняки усиленно размывались и по большей части уничтожались нацело; это соответствовало низкому положению базиса эрозии. Поднятие суши сменилось опусканием, благодаря чему мы снова видим повышение базиса эрозии, что физико-географически отразилось очень своеобразно: реки, размывавшие ранее сушу, начали заносить свои низовья, возникло обширное заболачивание низких побережий, в бесчисленных озерах и заводях шло углеобразование. По крайней мере половина Подмосковного бассейна перешла через эту стадию заболоченной равнины. Существование суши соответствовало второй половине турнейского века. С началом визейского картина изменилась — сначала имели место колебания береговой линии, благодаря чему заболоченная суша чередовалась с очень мелким морем, пока эти колебания не привели к обширному, но незначительному опусканию всего бассейна — водворилось окское море, настолько мелкое, что на обширных пространствах его дна укрепилась влаголюбивая лепидодендроновая флора, от которой остались пни — стигмарии. Море несколько углубляется в серпуховское время; об этом мы судим по тому, что стигмарии пропадают. Визейское море, несмотря на свое крайнее мелководье, было морем нормальной солености, населенным очень разнообразной фауной.

На севере Подмосковного бассейна, где структура платформы была более устойчива, погружение совершалось медленнее и поэтому, в то время как на юге отлагались известняки окской свиты, на севере происходило еще континентальное накопление глин, песков и отчасти углей.

Начало среднего карбона отмечается снова поднятием суши и отступлением моря к востоку. В отличие от визейского поднятия здесь мы не видим ни слишком усиленного размыва, ни накопления осадков, свойственных влажному климату — наоборот, образуются красноцветные породы, появление которых принято связывать с жарким и сухим климатом. Однако, поднятие было непродолжительно:

Подмосковный бассейн снова опускается, и на этот раз погружение имеет характер значительно большего, что способствует накоплению неритовых известняков. Низкая суша на западе не дает обломочного материала и осадкообразование имеет исключительно органогенный характер. Такой режим продолжается и в уральскую эпоху, в конце которой появляются намеки на замыкание бассейна — фауна беднеет, возникают снова магнезиальные породы. Этот процесс очень резко выражен в нижнепермскую эпоху, когда море сокращается, освобождая центральную часть бассейна. Фауна становится очень бедной и вымирающей, отлагаются доломиты и гипсы. К концу указанной эпохи море распадается на отдельные лагуны и озера и исчезает совсем. В начале верхнепермской эпохи появляется казанская трансгрессия, которая переходит через Окско-Цнинский вал, но заходит только в северную часть бассейна, которая при этом испытывает погружение, не распространяющееся на южную, центральную его часть. В дальнейшем морской бассейн исчезает, замещаясь озерными и континентальными осадками сухого климата, причем северная часть бассейна испытывает весьма значительное, но медленное погружение; благодаря этому накапливается мощная толща континентальных пород; процесс заканчивается только в нижнем триасе.

К указанному моменту относится второе поднятие Окско-Цнинского вала. Затем наступает крайне длительный континентальный период, в течение которого палеозойские отложения Подмосковного бассейна усиленно размываются; в конце этого периода мы видим образование рек, озер и болот, в которых накоплялись огнеупорные глины и железные руды.

Трансгрессия возникает с начала верхней юры, когда море занимает только восточную часть Подмосковного бассейна, и только в оксфорде оно захватывает его целиком. Однако, уже в начале трансгрессии море перекрывает южное крыло своими отложениями и уходит далее на запад. Верхнеюрская эпоха отличается колебательными движениями морского дна, благодаря чему не всегда морской бассейн простирается на всю котловину. С этим связаны явления частых перерывов в отложениях, перемывания ранее возникших осадков и образования фосфоритов. Если наибольшее распространение моря приходится на оксфорд и начало кимериджа, то наименьшее — на волжские века, когда море занимало только Подмосковную котловину и Верхнее Поволжье, что соответствовало общему поднятию краев Подмосковного бассейна. Верхневолжские слои носят явно регрессивный характер и поэтому имеют небольшое распространение. Верхняя юра отличается существованием значительной полосы мелководья в области Окско-Цнинского вала; оно испытывало ряд колебательных движений, с чем связано изменение фаций различных горизонтов с приближением к валу и соответственное изменение их мощностей.

В центре Подмосковного бассейна юрское море без перерыва переходит в нижнемеловое, тогда как на юге и севере намечается перерыв в отложениях. Валанжинское море, наоборот, затопляет Верхнее Поволжье и Тульско-Рязанский район, но, повидимому, не распространяется в область Москвы и западнее. Это указывает, что колебательные движения морского дна продолжаются и в тече-

ние нижнемеловой эпохи. После валанжина следует общее поднятие Подмосковного бассейна совместно со всей Русской платформой, соответствующее готеривской регрессии. Море снова появляется в барреме, заливая почти весь бассейн; оно недолго остается в нем и уходит в апте, благодаря чему отлагаются континентальные пески с растениями. Следующая трансгрессия приходится на альб. Море захватывает центральную и южную часть Подмосковного бассейна и остается в нем в течение всей верхнемеловой эпохи, в конце которой оно исчезает из него навсегда. Таким образом, колебания земной коры продолжались в нижнемеловую эпоху, что вызывало пеструю смену фаций мелкого моря. Позже эти движения сделались слабее, пока, наконец, общее поднятие не заставило море уйти в южном направлении. С конца мела начинается огромной продолжительности континентальный период, когда страна усиленно денудируется. Наконец, в четвертичное время Подмосковный бассейн подвергся троекратному оледенению и полному преобразованию всей гидрографической сети.

6. Полезные ископаемые

Отсутствие в Подмосковном бассейне складчатости исключает всю ту группу металлических полезных ископаемых, образование которых обусловлено процессами орогенеза и связанными с ним магматическими проявлениями. Все полезные ископаемые Подмосковного бассейна рудные и нерудные находятся в той или иной зависимости от хода осадочного процесса.

К девону относятся известняки, доломиты и отчасти гипсы; распространение их связано с южным крылом Подмосковного бассейна.

Каменноугольные отложения богаты полезными ископаемыми, что делает их очень важными экономически. Мы здесь имеем обширные залежи бурых углей и богхедов, обусловивших каменноугольную промышленность в районе между Тулой и Рязанью (Побединка, Товарково, Щекино), а также химическую промышленность Сталиногорска. С процессом возникновения угленосной свиты в болотистых побережьях в условиях влажного климата связано появление в Тихвинском районе огнеупорных глин и бокситов, дающих сырье ленинградской алюминиевой промышленности, а в Липецком районе — образование железных руд. Озерно-болотное накопление солей железа повторилось значительно позднее в континентальную эпоху, предшествовавшую в Подмосковном бассейне юрской трансгрессии. Железные руды в Подмосковном бассейне послужили причиной развития в центре страны мощной металлургической промышленности Тулы и Липецка, что дает возможность иметь под Москвой сырьевую базу по черным металлам. В каменноугольном море создались мощные толщи известняков, в течение ряда столетий используемых для строительных целей; в настоящее время эти известняки доставляют также сырье для цементной промышленности Подольска.

К континентальному доюрскому периоду приурочены месторождения огнеупорных и тугоплавких глин Кудинова и Гжели. В процессе юрского осадкообразования возникли

слои фосфоритов, связанные с моментами неоднократного колебания уровня моря. Фосфориты распространены под Москвою, у Егорьевска, Кинешмы. Среди меловых пород мы имеем белые пески, а также трепела (район Калуги и Тулы) — ценный строительный материал, обладающий кислотоупорными свойствами. Четвертичные отложения дают огромные запасы кирпичных глин, песков, булыжника, гравия и других общераспространенных строительных материалов.

IV. ТИМАН И БЕЛОМОРСКАЯ ПЛИТА

1. Тектоника

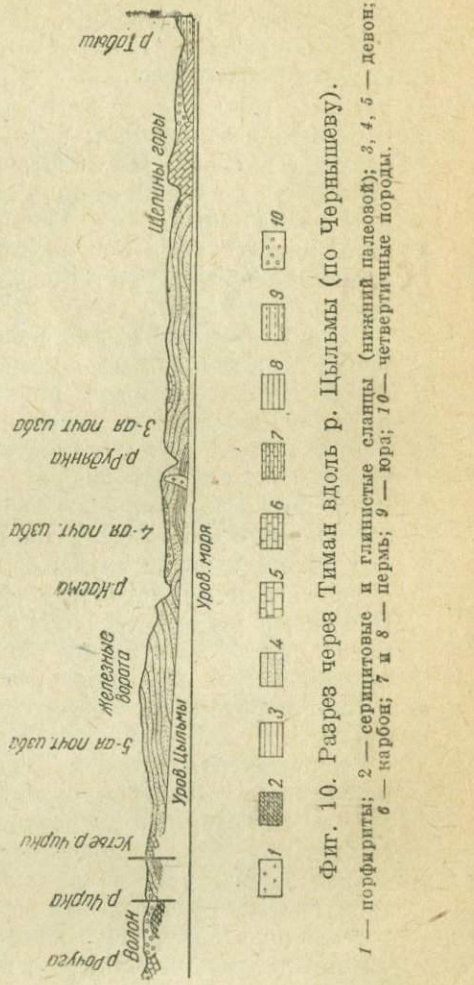
На северо-востоке платформы мы имеем складчатое сооружение Тимана, сложенное в основании кристаллическими сланцами и перекрытое девоном и карбоном. На запад от него в области Беломорской плиты существует огромное поле развития пермских отложений, перекрытых на севере морскими четвертичными образованиями. К востоку от Тимана из-под покрова четвертичных пород выходят юрские и меловые отложения.

Наиболее интересный и до сих пор еще неизученный с надлежащей полнотой тектонический элемент севера Русской платформы — несомненно Тиман. Отнесение его к Русской платформе, а не к Уралу диктуется тем обстоятельством, что все отложения, развитые на Тимане, начиная с верхнего силура, не имеют геосинклинального характера, тогда как на Урале весь палеозой выражен в геосинклинальных фациях и изобилует изверженными породами, которые на Тимане распространены мало. В этом отношении мы следуем Архангельскому, который первый указал на принадлежность Тимана к Русской платформе. Наиболее северный его участок пересекает полуостров Канин вплоть до Чешской губы. У устья Индиги начинается сплошная тектоническая зона Тимана, которая составляет водораздел Печоры, с одной стороны, и рек систем Мезени и Северной Двины, с другой. Тиманская полоса дислокации заканчивается на Вычегде у Усть-Кулома. Далее на юго-востоке имеется полоса поднятий по Колве и Вишере, которая составляет переходное звено между Тиманом и Уралом. Ниже мы увидим, что Урал построен совершенно отлично от Тимана и явление ответвления последнего от главного уральского ствола — только кажущееся. Несколько западнее Усть-Кулома к Тиману подходит северное окончание Вятского вала, с которым мы познакомимся в дальнейшем.

Хребет Паё на полуострове Канине сложен, по данным Рамзая, кристаллическими сланцами, прорванными гранитами, что соответствует складчатости доготландского возраста — вероятно, таконской, имевшей место между ордовицием и готландом. Эти движения сопровождались интрузиями диабазов. В герцинскую эпоху на хребте Паё возник надвиг, направленный к юго-западу.

В основании Тимана мы имеем также метаморфическую свиту, прорванную гранитами и габброидными породами в районе Индигской губы (фиг. 10). Эта свита дислоцирована очень энергично, но возраст дислокаций неясен; кроется она резко несогласно верхним силуром. Имеет ли эта складчатость протерозойский возраст или же таконский — нам неизвестно, так как возраст метаморфической свиты

точно не определен. Архангельский предполагает, что основная складчатость здесь была докембрийская; можно, однако, думать, что она и более молодая, таконская, как это, например, полагает Полканов. Во всяком случае, в основе Тимана располагается складчатое основание, возникшее в условиях геосинклинали, как об этом свидетельствуют метаморфизм, гранитные и основные интрузии. Очевидно, что эта складчатая зона распространяется и к югу в Восточно-Русскую впадину, уходя на большую глубину, пока для нас недоступную.



Фиг. 10. Разрез через Тиман вдоль р. Цильмы (по Чернышеву).

1 — порфириты; *2* — серицитовые и глинистые сланцы (нижний палеозой); *3, 4, 5* — девон; *6* — карбон; *7* и *8* — пермь; *9* — юра; *10* — четвертичные породы.

На складчатом основании залегает слабо дислоцированный покров палеозоя, причем отмечается несогласное налегание среднего карбона на верхний девон, что может соответствовать судетской фазе герцинской складчатости. Пермские породы Тимана также участвуют в складках, что говорит о том, что окончательное формирование Тиманской тектонической зоны имело место в последние фазы герцинской складчатости одновременно с окончанием орогенеза на Урале.

Формы складчатости на Тимане пологие и сопровождаются разрывами, сбросами и излияниями диабазов, причем имеются данные полагать, что метаморфическая свита надвинута в западном направлении на палеозой вплоть до перми. Благодаря этому Тиман имеет несимметричное строение, причем ясно видно, что направление давления шло с востока. Простирания на Тимане юго-восточные, местами близкие к меридиональным. В районе верховьев р. Вычегды (Усть-Кулом) мы имеем почти широтные направления складок. Толковать тектонику Тимана можно только таким образом, что в основе залегает какое-то складчатое сооружение, перекрытое палеозоем, испытавшим незначительную складчатость, сопровождаемую скалыванием и небольшими надвигами; это соответствует пост-орогенной складчатости в условиях краевой плиты. То был отзвук мощных герцинских движений в Уральской геосинклинали.

К западу от Тимана слои залегают горизонтально, образуя слабую широкую впадину, протягивающуюся от Мезенского залива по долине Мезени и Вашки в юго-юго-восточном направлении; р. Вычегда пересекает впадину между Яренском и Сольвычегодском. Мы назовем ее Мезенской впадиной. Она сложена из

триасовых пород. Южнее Вычегды она обозначается сплошным полем юрских отложений между р. Сысолой и Лузой. Между этой впадиной и Тиманом располагается совершенно неизученный Сысольско-Вычегодский вал, открытый Худяевым и протягивающийся в юго-западном направлении от впадения Вишеры в Вычегду на р. Локчим. Наиболее, однако, любопытные тектонические явления изучались тем же Худяевым на р. Выми у Сереговского завода (восточнее г. Яренска), где слои круто наклонены и разбиты сбросами. В них участвуют девонские, каменноугольные и пермские отложения; первые залегают на размытой поверхности покрова диабаза. Последнее обстоятельство указывает на родство сереговских дислокаций с Тиманом, где имеются явления прорывания диабазами девона. Можно думать, что тиманские дислокации не ограничиваются орографическим Тиманом, но распространяются значительно западнее. Возраст этих дислокаций определяется как позднегерцинский.

К востоку от Тимана расстилается равнина Большеземельской тундры, сложенная морскими и ледниковыми четвертичными отложениями, под которыми располагается покров мезозоя, сложенный в пологие волнообразные складки. Что служит ему основанием, с достаточной определенностью неизвестно. Сюда помещают гипотетическую глыбу Пыткова камня, доказательства существования которой видят в расхождении Тимана и Урала и изгибе последнего при сочленении с хребтом Пай-хоем. При предлагаемом понимании Тимана эта гипотетическая глыба должна войти в его состав и тем самым отпасть как самостоятельный тектонический элемент. Восточнее Печоры, в районе хребта Чернышева и в бассейне р. Уссы развиты очень резкие дислокации палеозоя в виде складок и грабенов, сопровождаемых выходом базальта. Эти образования представляют собою переход к Уралу и будут рассмотрены вместе с последним.

Беломорская плита и Тиман представляют собою область с малой способностью к погружению, так что тут обнаруживается фундамент платформы, в частности северной части Восточно-Русской впадины, в виде складчатого сооружения, вероятно, таконского возраста. Мы уже отмечали интенсивный орогенез на Тимане с внедрением изверженных пород, имевший место, повидимому, в середине силура (таконская фаза каледонской складчатости). Смятие девона, связанное с прорывами его отложений диабазами, и позднее — карбона и перми на Тимане было и в более поздние фазы герцинской складчатости, т. е. на границе перми и триаса.

2. Палеозой

Наиболее древними отложениями всей Беломорской плиты и Тимана являются метаморфические сланцы Канина полуострова и Тиманского кряжа. В первом случае мы имеем кристаллические сланцы формации Паё, прорванные гранитами, которые Рамзай относит к протерозою. Полканов высказывает некоторые сомнения относительно этого, причем он устанавливает здесь таконский орогенез и связанный с ним метаморфизм отложений. По поводу серицитовых сланцев Тимана имеются также разногласия: Архангель-

ский считает их за докембрийские, у других же авторов имеются указания на их нижнепалеозойский возраст (кембрий и нижний силур). Последнее очень вероятно, так как их состав, богатство доломитами и кварцитами, указывает на возраст более молодой, чем докембрий, тем более, что в последнее время в этих породах были обнаружены силурийские кораллы (*Amphipora*); это последнее положение вязалось бы лучше с таконской складчатостью, которая прослеживается Полкановым от Варангерфиорда через полуострова Рыбачий и Канин на Тиман.

Силурийская система представлена выходами коралловых известняков с *Favosites* на побережье Чешской губы в северной оконечности Тимана и на полуострове Канине; известняки имеют отчетливо выраженный готландский отпечаток и налегают с резким несогласием на складчатые метаморфические сланцы, являясь первыми осадочными отложениями, образовавшимися на севере платформы. Нигде к югу верхнего силура на Тимане нет.

Девонские отложения имеют широкое распространение на Тимане, где они представлены как в морской, так и континентальной фациях.

Континентальные девонские отложения в виде красных песчаников развиты на северном Тимане, где они слагают широкую полосу от Индигской губы на севере до р. Вычегды на юге (Сереговский завод на р. Выми). Эта толща прорезана дайками диабаза и заключает межпластовые покровы и интрузии последнего. В южном Тимане (р. Ухта) описываемые отложения представлены кварцевыми песчаниками, пестрыми и темными глинами с растительными остатками и скелетами панцырных рыб и заключают большое количество внедрений основных изверженных пород. Мощность песчаников сильно колеблется, достигая 1 500 *м*. Залегают они несогласно на древней метаморфической свите. Среди песчаников располагаются известные ухтинские месторождения нефти. Возраст указанной континентальной свиты, возможно, нижне- и среднедевонский.

Выше песчаников в районе Ухты залегают пестрые глины в 125 *м* мощности, с морской фауной, возраст их невыяснен — вероятно, средний девон. Отчетливо на Тимане выражен верхний девон в морской фации. Внизу мы имеем 40—60 *м* глин и мергелей, местами прорезанных диабазами, с *Rhynchonella cuboides*, *Spirifer disjunctus*. Эти отложения покрываются «доманикой» — горючими сланцами с прослойками известняков (70 *м* мощности). В них встречается обильная фауна гониатитов — *Manticoceras intumescens*, *Timanites*, *Prolecanites* и др., что указывает на нормальную соленость верхнедевонского бассейна на Тимане. Затем следует 100 *м* глин, мергелей и песчаников, покрытых глинами и коралловыми известняками со *Spirifer katavensis*, распространенным на Урале, а также *Sp. tenticulum*. Все эти образования относятся к франскому ярусу. В составе фаменского мы видим сначала 200-метровую толщу сложного состава, в которой вверху залегают пестроцветные глины с гипсом, покрытые известково-доломитовой свитой со *Sp. Archiaci*. Подобная литологическая схема говорит о частом колебании уровня моря на Тимане, что связано, очевидно, с рядом поднятий древнего складчатого сооружения.

К югу девон погружается под каменноугольные отложения и в Восточно-Русской впадине на поверхность нигде не выступает.

Каменноугольная система выходит на поверхность только на Тимане; уже давно был известен нижний карбон в виде известняков с *Productus giganteus* с верховьев р. Вычегды. В настоящее время и на северном Тимане также найден нижний карбон. В связи с этим является вполне возможным, что он развит и на Беломорской плите, в морской фации, переходя на окраине Балтийского щита в континентальные образования, подстилающие там московские слои.

Средний карбон в виде известняков со *Spirifer mosquensis* обнаружен покамест на южном Тимане, а также и по окраине Балтийского щита вблизи Архангельска. В верхнем карбоне на Тимане Лихарев указывает горизонт с *Omphalotrochus Whitneyi* и известняки, богатые швагеринами.

Пермская система развита в описываемом районе довольно разнообразно.

На южном Тимане, к востоку от Усть-Кулома, на р. Сойве (левый приток Печоры) и на р. Воле выходят мягкие известняки и доломиты, иногда оолитовые, заключающие фауну кунгурского типа, т. е. каменноугольных брахиопод (*Productus cora* и др.) и различных пелеципод пермского типа. Такова тиманская нижняя пермь, по сообщению Лихарева. На р. Ваге имеются выходы цехштейна, в последнее время изученные Лихаревым; они представлены известняками, доломитами и гипсами, мощность которых неизвестна. Эти породы лежат на нижнепермских гипсоносных породах, тогда как красноцветные образования нижней перми развиты восточнее. Известняки заключают очень богатую фауну, отличающуюся своеобразными особенностями, а именно в ней присутствуют такие древние формы как *Astarte permocarbonica*, встречающаяся в нижней перми и даже в верхнем карбоне. Совершенно отсутствует здесь *Productus haemisphaerium* и вся группа *Spirifer rugulatus*, типичная для казанского цехштейна. Эти формы здесь замещены *Sp. vaengaensis* и группой *Sp. Blasii*. Кроме того, следует отметить невозможность выделения здесь спириферового и пелециподового горизонтов, так как фауны обоего типа встречаются совместно. Это еще более подчеркивается характером фауны цехштейновых известняков р. Пинеги: здесь развиты мшанковые рифы, причем в нижней части известняков встречается северный *Productus Tschernyschewi*, весьма редко появляющийся в Поволжье, *Sp. Schrenki* и другие формы. Вверху толщи встречается *Sp. Blasii*. Здесь же мы видим *Pr. pseudohorridus*, который указывает уже на близкую связь с германским цехштейном и совершенно неизвестен на юге. Древний отпечаток ввел сначала Лихарева в заблуждение, и он принимал в своих ранних работах известняки Пинеги и Ваги за морские эквиваленты уфимской толщи. Данные исследований последних лет не оставляют сомнения в том, что мы имеем дело здесь с своеобразно развитым цехштейном.

На севере цехштейн покрывается желтыми и оранжевыми песками, неизвестными на юге. Весьма возможно, что эти пески относятся еще к казанскому ярусу. Татарские слои нашего севера очень мало изучены, хотя последние работы Лихарева и Лутковича проливают некоторый свет на их стратиграфию. В их основании залегают пестроцветные мергелистые слои, выше которых располагается мощная толща красных глин и песчаников, в нижней

части ее была собрана Амалицким в районе Котласа на Малой Северной Двине огромная фауна позвоночных (*Pareiasaurus*, *Inostrancewia*, *Kotlassia*, *Dwinosaurus* и др.); верхнюю часть этих красноцветных пород, занимающую огромное пространство в бассейнах Вычегды и Пинеги, Люткевич считает возможным относить к **триасу** аналогично тому, что мы видели в Рыбинско-Кинешемском районе Подмосковного бассейна. Триасовые конгломераты с остаками позвоночных широко распространены на Тимане, причем они залегают несогласно на пермских отложениях.

3. Мезозой и кайнозой

Юрские отложения существуют севернее Вычегды в виде отдельных обрывков. Наиболее северный из них располагается на р. Пезе (приток р. Мезени). Те же отложения широко развиты в бассейне Печоры, где они выходят по Уссе, Печорской Пижме, Ижме, Цильме. Они начинаются серыми и желтыми песчаниками, заключающими внизу *Macrocephalites Izhmae*. Эта форма встречается только на севере и, по Павлову, характеризует собою верхние горизонты батского яруса. В верхних частях песчаников заключается уже богатая келловейская фауна, описанная Соколовым: здесь встречаются очень разнообразные *Cadoceras*, которые представлены много богаче, чем на юге, а также *Chamussettia*. Выше мы имеем отложения оксфорда и нижнего кимериджа. Верхний кимеридж с фауной *Aulacostephanus* найден на р. Печорской Пижме. Юра заканчивается нижневолжскими глинами и горючими сланцами с *Pavlowia*, но без *Virgatites*. Верхневолжские слои на Печоре пока неизвестны. Чем ближе мы подходим к Уралу, тем более грубыми обломочными породами сложена юра — большое развитие имеют песчаники и конгломераты.

Меловые отложения развиты в бассейне Печоры; мы имеем здесь валанжинские песчаники с бореальной фауной, кроющиеся глинами, в которых *Polyptychites* встречаются совместно с *Simbirskites*; это, по Павлову, является выражением бореального развития готеривского яруса. В верхних частях глин мы встречаем *Simbirskites* (баррем); над ними залегают песчано-глинистые породы с *Parahoplites Deshayesi* и *Oppelia Trautscholdi*, что заставляет нас относить эти образования к аптуу. Верхний мел представлен сантонскими опоками, выходящими в бассейне Уссы.

В самое последнее время в районе бассейна Мезени открыты континентальные отложения с флорой, указывающей на их принадлежность к эоцену.

Четвертичный покров нашего севера построен очень разнообразно; в западной части Беломорской плиты мы имеем две морены — рисскую и вюрмскую, причем полоса конечных морен последнего оледенения протягивается от Сухоны к устью Мезени. Восточнее развита лишь одна морена. Большое развитие имеют песчанистые морские бореальные породы, залегающие как поверх верхней морены, так и между обеими моренами. Эти осадки проникают на юг по крупным речным долинам, относясь ко времени больших трансгрессий Ледовитого океана.

4. История развития

Мы видим, что в основании Тимана располагается складчатая метаморфическая серия. Следовательно, наличие геосинклинальной стадии развития является для нас несомненным; нам не удается только установить, когда шло прогибание геосинклинали — в докембрии или же в нижнем палеозое. Мы можем только сказать, что на севере Восточно-Русской впадины имел место орогенез, закончившийся не позднее конца ордовикской эпохи. Это обстоятельство ясно из того, что готландская трансгрессия уже перекрыла срезанные складки. На юг по Тиману она не распространялась; это свидетельствует о том, что прогибание захватило только побережья Арктики. Весь Тиман представлял собою сушу; как далеко распространялась она на юг, нам неизвестно. Не знаем мы также и того, была ли какая-нибудь силурийская трансгрессия в более южных частях Восточно-Русской впадины, связанная с углублением Уральской геосинклинали.

Мощные толщи красноцветных песчаников, начиная с нижнего девона на Тимане, свидетельствуют о существовании в конце силура и в начале девона горного рельефа, так как, если горы были бы уже превращены в пенеплен, не было бы места и мощным накоплениям обломочных пород континентального типа. Мы подчеркиваем здесь и всюду в дальнейшем будем подчеркивать, что появление мощных толщ обломочных пород — песчаников, конгломератов, глин везде связано с соответствующими геоморфологическими условиями, т. е. существованием крупных возвышенностей, дающих основание предположить наличие мощных водных потоков, нагромождавших на равнине продукты разрушения. Итак, в первой половине девона Тиман имел характер высокого хребта; это, естественно, заставляет нас думать, что и процесс складчатости был достаточно поздний, иначе разрушение гор зашло бы так далеко, что накопление мощных континентальных песчаников в девоне не могло бы происходить за отсутствием района энергичной денудации.

Параллельно с этим стоит и другой факт, не менее важный— а именно существование в девоне интенсивной вулканической деятельности, являющейся отзвуком недавно закончившегося орогенеза.

Среднедевонская трансгрессия плохо выражена на Тимане, хотя слои этого возраста там имеются.

Отчетливо выражена история Тимана в верхнедевонскую эпоху: в начале франского века здесь существовал морской бассейн, свободно сообщавшийся с уральским морем, как об этом свидетельствует фауна соответствующих отложений. Наличие горючих сланцев «доманики» говорит о накоплении на дне моря ила, богатого продуктами распада организмов, что привело местами, как, например, на Ухте к образованию нефти. Появление нефтеносных пород в девоне западного склона Урала и на Тимане доказывает, что нефтеносная фация очень широко была распространена в верхнедевонскую эпоху.

Характер девонских отложений на Тимане (смена известняков горючими сланцами, этих последних снова известняками, песчаниками и глинами) говорит о чрезвычайно изменчивых условиях, в которых находилось морское дно в этом районе. Опускания чере-

довались здесь с поднятиями, которые временами доходили до того, что образовывались лагунные осадки — пестрые глины, гипсы и т. д.

Нижнекаменноугольное море несомненно заливало Тиман, вероятно, и Беломорскую плиту, вообще же нужно отметить, что Тиман и прилегающие к нему области все время испытывали задержки в погружении: силурийская трансгрессия захватила очень немного пространства, в девоне мы имеем ряд колебательных движений. В среднем карбоне мы видим широкое распространение моря на Тимане, испытавшем в это время крупное погружение.

Трансгрессия усилилась в конце карбона и, повидимому, достигла берегов Баренцова моря, что, естественно, говорит о медленном прогибании прежнего довольно устойчивого фундамента платформы. В нижнепермскую эпоху мы имеем постепенное замыкание морского бассейна и распад его на засоленные лагуны при одновременном оттеснении их к западу в результате приноса продуктов разрушения с Урала. Казанская трансгрессия, центр которой был в области Полярного океана, направилась к югу через рассматриваемый район, причем она отличалась фауной, очень близкой к фауне открытого моря, с определенным древним отпечатком своего видового состава. После ухода морского бассейна в северном направлении началось длительное отложение красноцветных пород — сначала мергелистых, а затем песчано-глинистых, которое, повидимому, закончилось только в нижнем триасе. К этому времени было приурочено слабое складкообразование и формирование Тимана в современном его виде. Судьба нашей области в течение остального триаса и двух третей юры нам остается неизвестной, так как соответствующие отложения не найдены. С конца бата начинается юрская трансгрессия, шедшая также с севера на юг; она заливает бассейн Печоры, захватывая также и притиманскую часть Беломорской плиты. Кратковременная регрессия, повидимому, наступила в верхневолжское время, после чего море снова возвращается и остается в нашей области до конца аптского века, затем следует крупная регрессия, Тиман со всем севером Русской платформы сильно приподнимается, и только в сантоне море на короткое время проникает в Большеземельскую тундру; очертания этого бассейна нам совершенно неизвестны. После этого эпизода водворяется континентальный режим вплоть до четвертичного периода, когда наша область покрывается льдами, заходившими двукратно в ее западную часть. Огромная ледяная нагрузка вызвала двукратное опускание континента и затопление его водами Ледовитого океана, ныне значительно отступившего к северу.

5. Полезные ископаемые

Район северо-востока Русской платформы еще мало изучен, так что и полезные ископаемые, развитые в этой области, еще нам мало известны.

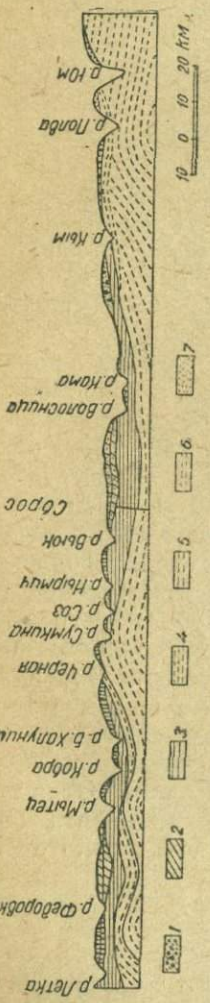
Наибольшее значение имеет нефть восточного склона Тимана, добываемая в районе р. Ухты и в верховьях р. Ижмы у г. Чиб-ю из верхнедевонских отложений. Горючие сланцы имеются в верхнем девоне и в последнее время обнаружены среди верхне-

пермских пород и в верхах юры. Существуют предположения, пока еще не проверенные, о наличии о л о в а среди метаморфических сланцев среднего Тимана.

V. ВОСТОЧНО-РУССКА ВПАДИНА

1. Тектоника

Вся область бассейна Вятки, Камы и Волги до прикаспийских степей отличается общими чертами. Мы замечаем здесь очень мощный верхний палеозой, очень полно и разнообразно представленные мезозойские и кайнозойские отложения. Мы видим многочисленные куполообразные поднятия, брахиантиклинальные структуры, обширные прогибы между ними, местами осложненные крупными сбросами и флексурами.



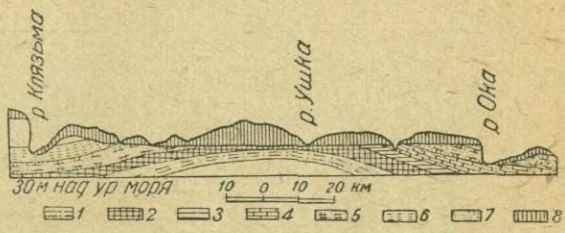
Фиг. 11. Разрез через Вятские поднятия (по Кассину).
1 — четвертичные породы; *2* — нижний мел; *3* — юра; *4* — триас; *5* — верхняя пермь; *6* — железные руды; *7* — фосфориты.

Наше тектоническое описание начнем с севера для связи расположенных там тектонических элементов со структурой Тимана и Беломорской плиты. На юге мы будем считать границей впадины Прикаспийское опускание, т. е. линию Оренбург — Уральск — устье Еруслана — Сталинград — восточный борт Ергеней до середины их протяжения.

Южнее р. Вычегды тектоника значительно проще, чем на Тимане, это связано с постепенным погружением тиманской структуры к югу. Наиболее значительным тектоническим элементом бассейна Сысолы и Вятки является В я т с к и й в а л. Он очень отчетливо выражен у г. Слободского на р. Вятке, где тянется полоса, сложенная на юге цехштейном, а севернее — татарскими слоями и имеющая в стороны пологое падение; благодаря этому к западу и востоку отсюда располагаются мульдообразные впадины, выполненные юрскими отложениями. В северном направлении Вятский вал, возможно, сливается с указанным выше поднятием по рр. Локчиму и Вишере (фиг. 11). Во всяком случае своей северной оконечностью Вятский вал подходит очень близко к Тиману. Возможно, что он представляет его опущенное продолжение или же относится к какой-либо его ветви.

К югу Вятский вал становится гораздо более резко выраженным, причем он сложен в районе г. Советска и г. Нолинска (Кукарская лука р. Вятки) целиком цехштейном, тогда как в стороны от него этот последний уходит под мощные татарские образования.

К западу от Вятского вала располагается впадина, которую можно назвать Ветлужским прогибом; мы здесь имеем появление триаса и юры, которая исчезает западнее и развита только между р. Костромой и р. Унжой, перекрывая в этой области северное продолжение Окско-Цнинского вала. Севернее у г. Солигача существует изолированный выход цехштейна среди более молодых пестроцветных образований. Поднятие имеет куполовидный характер и располагается на линии Окско-Цнинского вала. Северо-восточнее существует поднятие на р. Сухоне, относящееся, очевидно, к той же тектонической полосе. Сам Вятский вал прослеживается на юг по направлению к Казани, где он постепенно расплывается.



Фиг. 12. Разрез через северную часть Окско-Цнинского вала (по Сибирцеву).

1 — среднекаменноугольные породы; *2* — верхнекаменноугольные; *3* — нижнепермские; *4* — верхнепермские (казанский ярус); *5* — верхнепермские (татарская свита); *6* — юрские; *7* — нижнемеловые; *8* — четвертичные.

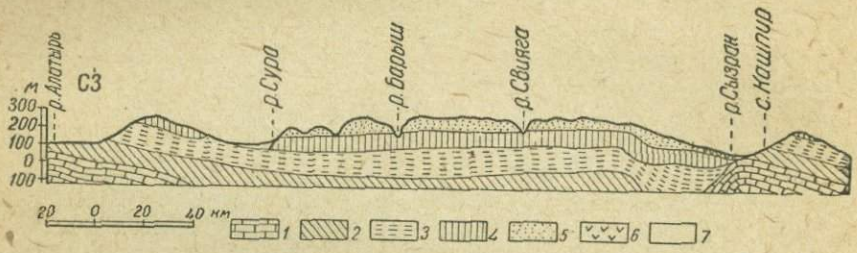
К востоку от Вятского вала располагаются более слабое поднятие того же меридионального простирания и куполовидные поднятия в районе Перми и в устье Вятки.

Окско-Цнинский вал протягивается от Кинешмы к Оке, идет далее р. Цны и затухает, не доходя г. Моршанска (фиг. 12). От него отходят к юго-востоку два дополнительных поднятия, обусловливающих резко волнистое залегание мезозоя в бассейне р. Мокши. Одно из них протягивается через Керенск на Чембар, а другое через Краснослободск по направлению к Пензе. Восточнее Окско-Цнинского вала параллельно ему идет Алатырский вал; на юге последний начинает резко отклоняться от него, переходит в широтное направление, обозначаясь высоким положением карбона вдоль р. Алатыря и исчезает, подходя к р. Суре.

Совершенно своеобразный тектонический элемент представляют выходы пермских известняков в районе г. Пучежа на Волге выше г. Горького. Здесь, среди татарских пород встречаются резко перебитые и разломанные участки, причем местами в высоких горизонтах татарского яруса наблюдаются изолированные глыбы нижележащих известняков. В связи с работами Средволгостроя были поставлены очень разнообразные исследования для решения вопроса об этих оригинальных явлениях: были высказаны предположения о наличии здесь пластичных масс гипса или соли, которые под влиянием бокового напора раздробили крышу из глин и мергелей, причем в нее были всажены отдельные глыбы. Во всяком случае истинная природа этих дислокаций до сих пор еще не разъяснена.

Ветлужский прогиб в этом направлении расширяется и, переходя Волгу, получает наименование Сурского. Последний выполнен юрой и нижним мелом бассейна Суры. К югу прогиб приобретает еще большие размеры и протягивается далеко на юг в виде

Ульяновско-Саратовской синеклизы (фиг. 13). Она обозначается сплошным покровом верхнего мела и палеогена, отделяя Окско-Цнинские поднятия от поднятий, расположенных к востоку от нее вдоль Волги; центральная ось синеклизы проходит по линии Алатырь, Кузнецк, Петровск, Аткарск, Урюпино. В се-



Фиг. 13. Разрез через Ульяновско-Саратовскую синеклизу (по Милановскому).

1 — карбон; *2* — юра; *3* — нижний мел; *4* — верхний мел; *5* — палеоген; *6* — неоген; *7* — аллювий.

верной части синеклизы и в прилегающих к ней с востока местностях развита своеобразная система дислокаций. Это система сбросов северо-северо-восточного простирания, переходящих местами во флексуры и мелкие складки; благодаря указанным дислокациям в бассейне Свияги среди юры выходит пермь, а южнее перетасованы различные горизонты верхнего мела и палеогена. Эти сбросы тянутся от среднего течения р. Свияги к верховьям р. Барыша (приток Суры). Местами палеоген раздроблен и заключает большое количество нептунических даек[1].

Другая резкая линия флексуры проходит от Сенгилея на Волге в юго-западном направлении к Кузнецку, причем к юго-востоку от нее слои мела и палеогена сильно опущены.

Восточнее, в районе Самарской луки, располагается обширное куполообразное поднятие, благодаря чему в Жегулях на поверхность выходит карбон (фиг. 14). С северо-запада поднятие обрезано огромной флексурой, переходящей к северо-востоку в сброс с амплитудой в 700 *м*. Она проходит от окрестностей Кузнецка через Сызрань, Ставрополь по северному краю Жегулей. Вдоль нее мы видим соприкосновение палеогена и верхнего карбона в пунктах наибольшего размаха смещения; западнее тот же палеоген находится на одном уровне с юрой и нижним мелом.

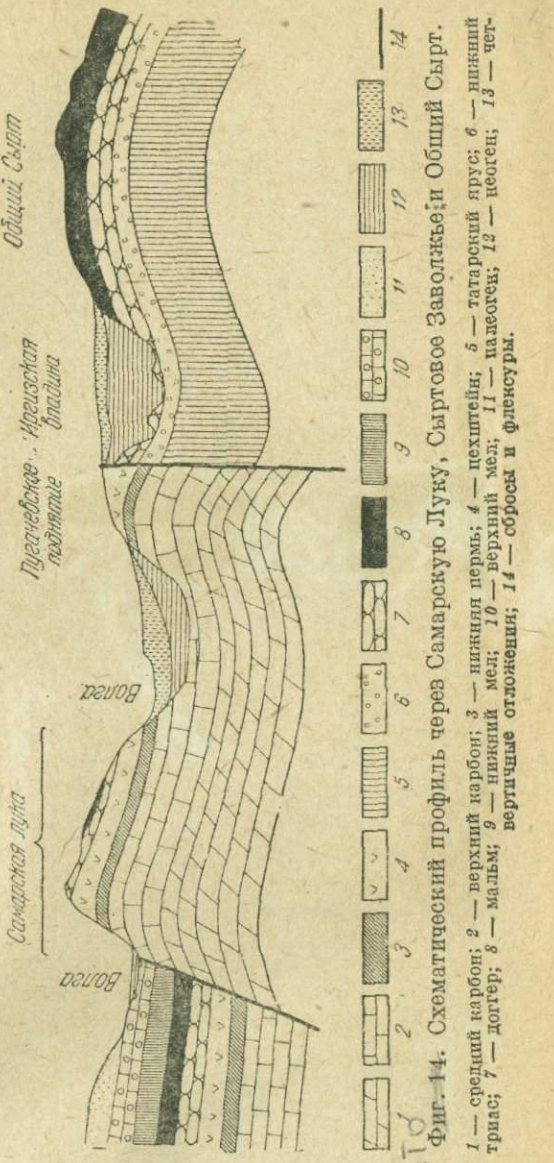
В Заволжье среди сплошного поля развития пермских отложений мы находим ряд больших и малых куполовидных поднятий; наибольшее из них располагается в среднем течении р. Сока. К востоку от Самарской луки наблюдается система смещений, изучавшихся Замятиным, а в последнее время Мазаровичем. Все эти дислокации стоят в связи с Жегулевской флексурой. Если образование куполообразных поднятий должно быть отнесено к концу палеозоя,

[1] Нептуническими дайками называют вертикальные слои осадочных пород, секущих другие слои. В этом районе слои песчаников секут опоки или же глины. Местами видно выклинивание этих даек книзу.

Генезис их связывается с заполнением морскими осадками трещин при землетрясениях (палеосейсмические явления).

то сбросы и флексуры, сильно разбившие Среднее Поволжье, произошли в неогене, так как в этих дислокациях принимает участие эоцен, кроются же они горизонтальными слоями плиоцена. Сбросы в Заволжье сопровождаются накоплениями битумов, образованием серы и появлением серных источников, как это видно, например, у Серноводска на Соке.

Жегулевское поднятие к югу переходит в другое, центр которого располагается у г. Пугачева. К западу отсюда находится обширная впадина, выполненная верхним мелом. От Куйбышева к Пугачеву протягивается линия сброса, открытая Мазаровичем и Николаевым, очерчивающая с запада Иргизский прогиб, вытянутый в юго-западном направлении. К востоку от него мы видим валоподобное пологое поднятие Общего Сырта, в районе которого находятся открытые Каменским брахиантиклинали эмбенского типа, пересеченные многочисленными сбросами. Сбросовые явления очень распространены между верхним течением р. Самарки и р. Уралом, где среди триасовых и юрских пород в небольших грабенах залегает верхний мел.

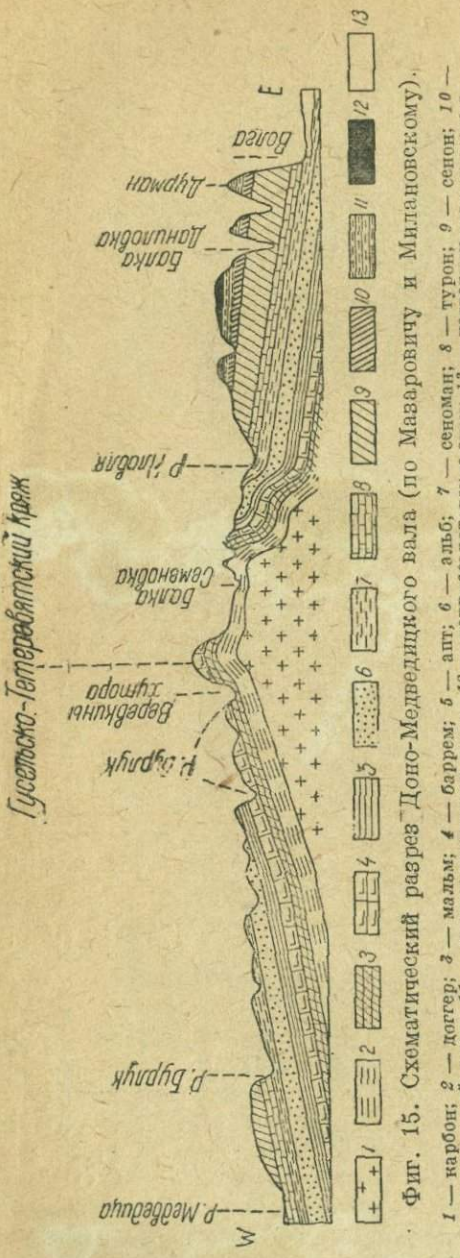


Фиг. 14. Схематический профиль через Самарскую Луку, Сыртовое Заволжье и Общий Сырт.
1 — средний карбон; *2* — верхний карбон; *3* — нижняя пермь; *4* — пехштейн; *5* — татарский ярус; *6* — нижний триас; *7* — доггер; *8* — мальм; *9* — нижний мел; *10* — верхний мел; *11* — палеоген; *12* — неоген; *13* — четвертичные отложения; *14* — сбросы и флексуры.

Восточная часть Восточно-Русской впадины, а именно бассейн Белой заключает значительное количество куполовидных и брахиантиклинальных поднятий, местами сливающихся в меридионально простирающиеся антиклинали, которые составляют уже переход к полосе приуральских дислокаций.

Обращаемся теперь к характеристике тектоники правобережья Волги и прилегающих частей бассейна Дона. Мы уже выше отмечали существование обширной впадины — Ульяновско-Саратовской синеклизы, тянущейся к западу от Волги приблизительно параллельно

ей. К востоку от этой впадины имеется сложно построенный узел поднятий, располагающихся между г. Петровском и Саратовом, послуживший предметом изучения Семихатова, материал которого, однако, полностью не опубликован. Мы здесь имеем сильно изогнутые валы, осложненные крупными флексурами, причем в районе максимума поднятий выходят на поверхность карбон и юра, окруженные полосой отложений нижнего мела, тогда как вокруг преобладают породы верхнего мела и палеогена.



Фиг. 15. Схематический разрез Доно-Медведицкого вала (по Мазаровичу и Милановскому).

1 — карбон; *2* — доггер; *3* — мальм; *4* — баррем; *5* — апт; *6* — альб; *7* — сеноман; *8* — турон; *9* — сенон; *10* — сызранский ярус; *11* — нижнесаратовские слои; *12* — верхнесаратовские слои; *13* — четвертичные отложения.

Южнее Саратова вдоль Волги протягивается Доно-Медведицкий вал, состоящий из ряда куполообразных поднятий, осложненных ступенчатыми опусканиям и флексурными изгибами, очень резко выраженными на восточной стороне вала, между тем на западе преобладает пологое и равномерное падение слоев к оси Ульяновско-Саратовской синеклизы (фиг. 15). Доно-Медведицкий вал, установленный Архангельским и позже подробно изученный Мазаровичем и Милановским, начинается на р. Медведице в пределах АССР Немцев Поволжья и заканчивается в среднем течении Дона у устья р. Чира. Наибольшее поднятие приходится на северный конец вала и на районы пересечения его Доном между впадением в последний Медведицы и Иловли. В этих пунктах вскрывается каменноугольное ядро вала, прикрытое юрскими и нижнемеловыми отложениями. Доно-Медведицкий вал отличается переходами мезозойских и палеогеновых пород из отложений открытого моря в прибрежные и явлениями частого несогласного налегания одних горизонтов на другие.

Это обстоятельство связано с влиянием вала на осадочный процесс, шедший в окружавших его бассейнах; вал представлял собою постоянную выпуклину на дне моря, что вызывало появление вокруг него мелководных фаций. Кроме того, он испытывал неоднократные поднятия, что также обусловливало и изменение фаций, и явления несогласного залегания одних горизонтов на другие.

На востоке, вдоль берега Волги, существует три грабена, в которых опущены не только различные мезозойские и палеогеновые отложения, но даже четвертичные образования, что говорит об очень юном возрасте указанных нарушений. Грабены эти изучались Павловым, Шатским, Мазаровичем и Милановским. Их появление связано со значительным прогибом Заволжья, имевшим место в четвертичном периоде в рисс-вюрмскую межледниковую эпоху. К этой опущенной области мы сейчас и переходим, для чего нам необходимо подняться снова несколько к северу, в район бассейна Иргиза и г. Пугачева.

В предыдущем изложении было показано, что Жегулевское поднятие связано с выходами палеозоя, протягивающимися от Куйбышева до Пугачева и обрезанными сбросом с востока. Пугачевское поднятие к югу от Иргиза погружается; на его оси имеется лишь небольшое поднятие юры и нижнего мела, разбитое сбросами. Еще южнее расстилается сплошное поле развития четвертичных образований, под которыми залегает мощный плиоцен, занимающий все более и более расширяющийся к югу прогиб, очерченный с запада выходами мела и палеогена правого берега Волги, а с востока палеогеновым поднятием Общего Сырта. Так дело обстоит вплоть до «сыртового края», т. е. до уступа в рельефе, совпадающего в грубых чертах с линией: западный конец Общего Сырта — устье р. Еруслана. На всем этом пространстве мезозой, подстилающий плиоцен, как это видно по глубокой скважине Стеклогаза к югу от Пугачева, опущен метров на 200—300 ниже уровня моря[1].

Нам остается рассмотреть возраст описанных тектонических элементов Восточно-Русской впадины, которая представляет собою нечто принципиально отличное от описанных выше других частей Русской платформы, ввиду наличия в первой мощных прогибов, валов, куполов, брахиантиклиналей и многочисленных сбросов и грабенов.

Смятие девона, связанное с прорывами его отложений диабазами, а также карбона и перми на Тимане имело место в поздние фазы герцинской складчатости, т. е. на границе перми и триаса. К этой же эпохе относится возникновение валов, куполов и брахиантиклиналей Поволжья и Прикаспия. В мезозое происходили разнообразные поднятия этих элементов и опускания сосед их впадин. К неогену, а именно к границе миоцена и плиоцена, относится огромный прогиб в Заволжье, связанный с образованием сбросов жегулевской дислокации и расколов брахиантиклиналей. Наконец, в четвертичном периоде мы имеем новое прогибание Заволжья и сопутствующее ему появление расколов и грабенов.

[1] Отмечавшийся в прежнее время рядом авторов громадный сброс вдоль Волги на самом деле не существует. Идея о громадном расколе земной коры вдоль Волги в настоящее время поддерживается одним Можаровским без достаточных на это оснований.

Девонские отложения, древнее которых мы ничего в Восточно-Русской впадине не знаем, в Поволжье обнаружены глубоким бурением на Самарской луке — здесь залегают фаменские известняки с прослоями ангидритов и гипсов. Кровля девона расположена на 1200 *м* ниже поверхности земли. В Новохоперске, т. е. в области примыкания Восточно-Русской впадины к Воронежской глыбе, бурением был вскрыт щигровский горизонт, ниже которого были обнаружены оолитовые железные руды, а еще ниже — известняки с трилобитами и *Pentamerus*, по мнению Архангельского, относящиеся к среднему девону.

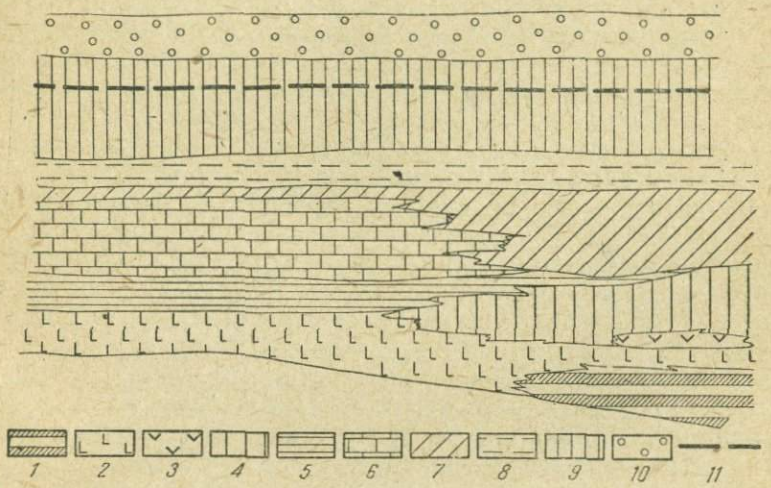
Каменноугольная система широко распространена в Восточно-Русской впадине и составляет основание всех более молодых свит, но выходит на поверхность в немногих местах: в бассейне Алатыря, на Самарской луке, у Пугачева, в районе Саратовских дислокаций и на Доно-Медведицком валу. Фауна карбона изучалась в последнее время Семихатовой (плеченогие) и Раузер-Черноусовой (фораминиферы), чему способствовала глубокая нефтяная разведка на Самарской луке. На последней мы имеем благодаря бурению полный разрез карбона, мощностью в 1200 *м*. В основании его здесь залегают известняки и песчаники с малевко-мураевнинской фауной (*Productus Panderi*). Вместо угленосной свиты развиты глины и песчаники. Весь остальной нижний карбон сложен коралловыми и фораминиферовыми известняками и доломитами (525 *м*) местами с гипсом. Фауна указывает на присутствие турнейского и визейского ярусов. Средний карбон представлен фузулиновыми известняками мощностью до 400 *м* со *Spirifer mosquensis*. В основании их залегают известняки и мергеля со *Sp. bisulcatiformis* и фораминиферами *Stafella*. Этот горизонт соответствует красным глинам и песчаникам, которые в Подмосковном бассейне отделяют средний карбон от нижнего. Московские слои выходят на поверхность в бассейне Алатыря и в Доно-Медведицком валу. Кроме того, в Поволжье, по данным Семихатовой, встречаются слои среднего карбона и более высокие, чем московский ярус, под Москвою неизвестные (селезневская свита).

Верхний карбон выходит на поверхность, причем в Жегулях он поднимается на высоту до 200 *м*, выше уровня Волги, при его мощности в 400—450 *м*. Начинается он слоями с фузулинами (*Triticites* и др.) и представлен исключительно известняками, заключая внизу *Spirifer jigulensis* и разнообразные кораллы в середине же *Productus cora*, *Pr. boliviensis*. Кверху фауна беднеет, карбон заканчивается швагериновым горизонтом, который в настоящее время склонны ставить в основании пермской системы. На Дону видна только нижняя половина отдела, а верхняя смыта.

Пермская система занимает в Восточно-Русской впадине огромное пространство, представляя непосредственное продолжение той площади, которая была сложена породами этого возраста на севере. Пермские отложения захватывают весь бассейн Камы, Вятки, Ветлуги, распространены между Волгой и Уралом, достигая на юге Общего Сырта. Пермь Восточно-Русской впадины изучали Головкинский, Штукенберг, Никитин, Кротов, Нечаев, Ноинский,

Кассин, Тихвинская, М. Е. Мирчинк, Мазарович. Сводные работы по перми принадлежат Нечаеву, Кассину, Мазаровичу.

Нижнепермские породы представлены главным образом доломитами, гипсами и штоками каменной соли. Они непосредственно связаны с каменноугольными известняками, в которые они вниз постепенно и переходят. Их называют сейчас кунгурскими, считая, что в этой толще, мощность которой колеблется от 20 до 80 и более метров, мы встречаем также аналогов артинских пород



Фиг. 16. Фациальное сложение пермских и триасовых пород Поволжья.

1 — артинские слои; *2* — кунгурские доломиты и гипсы; *3* — каменная соль и гипс Приуралья; *4* — уфимские красноцветные глины и песчаники; *5* — цехштейн, спириферовый горизонт; *6* — цехштейн, пелециподовый горизонт; *7* — белебеевская свита; *8* — татарский ярус: сарминская свита; *10* — бузулукские пески и конгломераты; *11* — граница верхней перми и нижнего триаса.

Приуралья. В западной части площади своего распространения они иногда называются шустово-денятинскими слоями (термин Сибирцева). Восточнее линии Волги кунгурские доломиты и гипсы постепенно замещаются вверху красными глинами, песчаниками и мергелями уфимской свиты, выклинивающейся к Волге. В представлении Нечаева эти породы составляли особый ярус, который ставился им в основании верхней перми; теперь же доказано, что уфимские породы, состоящие из перенесенных на равнину обломков разрушавшегося Урала, представляют лишь континентальную фацию (предгорный обломочный шлейф) кунгурского бассейна, оттеснявшегося постепенно к западу и распадавшегося на отдельные лагуны и соляные озера. Фауна кунгурских слоев бедная и мелкая (*Baquewillia antiqua*, *Schizodus rossicus*) (фиг. 16).

Верхнепермские отложения построены в Восточно-Русской впадине еще более сложно, отличаются пестрой сменой морских, лагунных и континентальных фаций и начинаются казанским ярусом, представленным как морскими (цехштейн), так и континентальными образованиями (белебеевская свита).

Распространение цехштейна связано с полосой, проходящей через бассейн Вятки и Среднее Поволжье. Ее восточная граница проходит различно, берем ли мы нижние горизонты цехштейна или верхние: чем выше горизонт, тем менее он простирается на восток. Самые лучшие разрезы цехштейна имеются на Самарской луке, в районе Вятского вала и в особенности у Казани, где цехштейн был подробно изучен Ноинским и разделен на ряд мелких горизонтов. Принято различать два основных стратиграфических горизонта — спириферовый (камский) и пелециподовый (конхиферовый или красновидовский), которые скорее всего представляют фациальные комплексы, а не настоящие возрастные горизонты; вспомним, что на севере выделение указанных горизонтов сделать нельзя. Спириферовый горизонт выражен между Окско-Цнинским валом и линией Киров — Казань — Куйбышев в карбонатной фации — известняками и мергелями, на западе — с крупными штоками гипса (Балахониха близ Арзамаса, Барнуково на Пьяне и др.); на востоке мы видим переход из карбонатной фации в песчано-глинистую и отчасти конгломератовую. К этой обломочной фации приурочены песчаники с бедными рудами меди («медистые песчаники») Башкирии. Это изменение фаций идет параллельно с уменьшением мощности от 30 до 15 и менее метров за счет замещения морских отложений красноцветными, вверху — белебеевскими, а внизу — уфимскими. Фауна спириферового горизонта — *Spirifer rugulatus*, *Sp. Schrenki* и другие формы этого рода, *Productus haemisphaerium*, *Pr. Cancrini*, *Strophalosia horrescens*, кораллы, морские лилии— указывает на нормальный характер солености моря.

Пелециподовый горизонт представлен известняками и доломитами с гипсом, имеет мощность в 70—80 *м* и в восточном направлении, вдоль линии Киров — устье Вятки — Бугуруслан — Оренбург, замещается красными глинами и песчаниками белебеевской свиты. Фауна пелециподового горизонта значительно отличается от спириферовой: *Spirifer* уже не встречается, из плеченогих иногда встречаются *Productus Cancrini* и *Strophalosia horrescens*, большую же часть фауны составляют пелециподы (*Schizodus rossicus*, *Pseudomonotis speluncaria*, *Leda kazanensis* и др.), а также гастроподы (*Murchisonia*, *Turbo* и пр.). Фауна обычно переполняет породу, но отличается бедностью видов и мелкорослостью; кверху по мере увеличения прослоев гипса, она исчезает. По всему этому видно, что пелециподовые слои отвечают постепенно засолонявшемуся мелководному бассейну. Наиболее богата фауна цехштейна н Вятке, она несколько беднее в окрестностях Казани и значительно хуже выражена на Самарской луке. Это стоит в прямой связи с постепенным удалением от открытого моря на севере; мы уже говорили, что на Ваге и Пинеге фауна цехштейна очень близка к фауне открытого моря.

Белебеевская свита, занимающая все пространство к востоку от полосы цехштейна, с которым она многократно переслаивается, сложена красными глинами, мергелями и песчаниками, иногда с накоплениями меди. Ее мощность достигает 100—150 *м*, постепенно возрастая по мере приближения к Уралу. Фауна представлена крупными амфибиями (*Deuterosaurus*, *Moschops*, *Dynophoneus*).

Над цехштейном располагается мощная (400—450 *м* и более) свита пестро окрашенных пород, названная Никитиным татарским ярусом и распространенная от Окско-Цнинского вала до Урала. В настоящее время имеется ряд очень убедительных доказательств того, что верхняя треть этих пород должна быть отнесена к триасу, а поэтому татарским (хлыновским по Мазаровичу) ярусом следует называть лишь пермскую их часть, триасовую же именовать ветлужским ярусом. Внизу, непосредственно над казанскими морскими и континентальными породами, содержащими *Ulemosaurus*, *Moschops* и других амфибий, залегают пестро окрашенные мергеля и известняки уржумской свиты; выше располагаются красные глины и песчаники мощностью не менее 300 *м*, в нижней части которых встречаются *Pareiasaurus* и *Inostranzewia*, а в верхней уже триасовые *Benthosaurus*, *Capitosaurus*. Мы уже говорили, что подобная фауна была найдена у Кинешмы, в пределах же Восточно-Русской впадины она давно известна с Ветлуги.

Таким образом, граница перми и триаса проводится исключительно фаунистически в бассейне Ветлуги и верхней Волги. На востоке же (Заволжье) и на севере (Вятка) триас очень хорошо отличается и литологически, так как в его составе мы имеем бузулукскую свиту, характерную тем, что она состоит из песков и конгломератов с крупными гальками уральских метаморфических пород; это свидетельствует о резком усилении размыва Урала, очевидно, вследствие его нового поднятия и переноса продуктов его разрушения далеко на запад от горной цепи. Возраст ветлужских пород нужно считать относящимся к началу нижнего триаса. Более высоко расположенных горизонтов этой системы в Восточно-Русской впадине нет, так что пермские и нижнетриасовые породы непосредственно покрываются доггером или мальмом, к ознакомлению с которыми мы и переходим.

3. Стратиграфия юрских, меловых и палеогеновых отложений

Начиная со средней юры и кончая олигоценом, в Восточно-Русской впадине отлагалась мощная толща пород с очень незначительными перерывами между отдельными толщами. По сравнению с мезозоем Подмосковного бассейна мы имеем здесь гораздо более полную серию отложений.

Следов огромного периода, следовавшего за концом отложения последних нижнетриасовых континентальных пород и продолжавшегося вплоть до появления первой юрской трансгрессии, совершенно не сохранилось. Это была эпоха интенсивной денудации ранее отложенных пород, благодаря чему юрские образования ложатся на очень различных горизонтах палеозоя: в Доно-Медведицком валу и Окско-Цнинском они лежат на среднем и верхнем карбоне; на огромной площади развития пермских и нижнетриасовых пород юра лежит то на цехштейне, то на татарских образованиях вплоть до верхов их — уже триасового возраста.

Юрские отложения южнее Самарской луки начинаются средней юрой (байос, бат), а севернее — келловеем. Наиболее древними отложениями юры в Восточно-Русской впадине являются среднеюрские (верхи байоса и бат), которые

лучше всего известны с Доно-Медведицкого вала, где они залегают на резко размытой поверхности карбона и представлены темными глинами с сидеритами в 50—100 *м* с *Parkinsonia Parkinsoni* и своеобразными новыми формами аммонитов (*Pseudocosmoceras Mazarovichi*), а также многочисленными *Pseudomonotis doneziana*. Подобные же глины были вскрыты скважиной на Стеклогазе близ П гачева. Севернее доггер выражен белыми песками и песчаниками и песчано-глинистыми отложениями (Самарская лука, Общий Сырт). На востоке, по мере приближения к Оренбургу, мы имеем переход из морской фации в континентальную, сложенную белыми песками с конгломератами из уральских пород. Мальм представлен в Восточно-Русской впадине очень полно. Он всюду начинается келловеем, причем в районах развития доггера наблюдается между ним и этим последним очень тесная связь; там же, где доггера нет, келловей располагается на сильно размытой поверхности карбона, перми и триаса. Келловей наиболее полно выражен (30 *м* мощности) на Доно-Медведицком валу, где он представлен всеми своими горизонтами в виде темных глин с *Cadoceras Elatmae* внизу и *Quenstedtoceras Lamberti* вверху. На Общем Сырте келловей сложен 40 *м* песчанистых глин и кроется фосфоритовым слоем с *Kepplerites*, *Gryphaea dilatata* и пр. (средний келловей). Более высокие горизонты встречаются только в южной части Общего Сырта. На правобережье Волги — Самарская лука, район между Волгой и Сурой и юг Горьковского края — келловей выражен в большинстве случаев темными глинами с *Cad. Elatmae* (нижний келловей), покрывающимися желтым железисто-оолитовым мергелем с фауной среднего келловея (*Cosmoceras Jason*, *Stephanoceras coronatum*). В районе Алатырского вала в келловее большое развитие имеют белые пески. К северу от Волги юра уцелела только на самых высоких местах; на Ветлуге мы имеем тоже развитие келловея, а в районе Вятского вала он представлен песчано-глинистыми породами.

Средние ярусы мальма (оксфорд и кимеридж) присутствуют в Восточно-Русской впадине далеко не везде и не всегда полно представлены. Обычно они сложены темными глинами; в оксфорде встречаются внизу *Cardioceras cordatum*, а вверху *Card. alternans*, в кимеридже различные виды рода *Aulacostephanus* (*A. eudoxus* и др.) и *Exogyra virgula*. Этих горизонтов почти совершенно нет в Доно-Медведицком валу и на Общем Сырте. На правобережье Волги чаще всего встречается верхний оксфорд и кимеридж, так что между средним келловеем и верхним оксфордом здесь обозначается перерыв в отложениях. На севере эти горизонты присутствуют, но изучены очень мало. Наибольшая мощность оксфорда и кимериджа (правобережье Волги близ Ульяновска и около Сызрани) определяются в 70—80 *м*; в других местах она падает до немногих метров, как, например, в бассейне Ветлуги и Вятки. Фауна оксфорда эндемичная, развившаяся на месте из келловейской с примесью чисто западно-европейских элементов, а в кимеридже чисто западно-европейская.

Нижневолжский ярус состоит из двух горизонтов— слоев с *Virgatites scythicus* и слоев с *Virgatites virgatus*; оба они заключают еще многочисленные ауцеллы (*Aucella mosquensis* и др.), а также *Belemnites absolutus*. Первый всюду в Восточно-Русской

впадине выражен битуминозными глинами и горючими сланцами; мощность их определяется в среднем в 20—30 *м*. Наиболее значительные площади развития сланценосной толщи, имеющей очень большое экономическое значение, приурочено к верховьям Камы и Вятки в Кировской области, к берегам Волги выше Ульяновска (Ундоры), к окрестностям Сызрани (Кашпир). Наиболее значительная площадь горючих сланцев расположена на Общем Сырте, где они занимают верхнюю часть поднятия, и в Иргизской мульде, где сланцы перекрыты неогеном и четвертичными отложениями. На севере сланценосная толща покрывает песчано-глинистую толщу более низких горизонтов юры, в районе Ульяновска и Сызрани лежит на кимеридже, а на Общем Сырте непосредственно на келловейско-оксфордских фосфоритах. Слои с *Virgatites virgatus* представлены обычно горизонтами фосфоритов в 1—3 *м* мощности; так обстоит дело в бассейне Вятки, на Ветлуге, в районе Ульяновска и Сызрани и в бассейне Суры. На Общем Сырте указанные слои выражены 25-*м* толщей светлых глин и известняков с богатейшей фауной аммонитов и ауцелл. На Доно-Медведицком валу и в окрестностях Саратова горизонтов юры выше оксфорда нет вовсе.

Верхневолжский ярус с *Craspedites subditus*, *Garnieria catenulata*, *Belemnites russiensis* и ауцеллами лучше всего выражен близ Ульяновска и Сызрани, где он представлен глауконитовыми песчаниками, мергелями и слоями фосфоритов, в которых можно различать несколько палеонтологических зон. Мощность его здесь, однако, не превышает 3 *м*. В других местах он состоит также из тонких фосфоритовых прослоек.

Меловая система очень полно представлена в Восточно-Русской впадине, особенно в Поволжье, где ее общая мощность достигает 400—500 *м*. Нужно отметить, что нижнемеловые отложения очень сильно отличаются от верхнего мела по своим литологическим свойствам и стоят гораздо ближе к юре, с которой они составляют одно непрерывное целое.

Нижнемеловые породы распространены в тех же районах, что и юрские, так что снова перечислять их мы не будем.

Рязанский горизонт известен только из окрестностей Сызрани, где он представлен фосфоритами; валанжинский же ярус имеет очень широкое распространение в Среднем Поволжье и в бассейне Ветлуги и Вятки, отсутствуя при этом на Доно-Медведицком валу. Он сложен одним или несколькими слоями высокосортных фосфоритов с прослоями глауконитовых песков (2—3 *м* мощности), залегая на берегу Волги на фосфоритах волжских ярусов юры, а в бассейне Суры располагаясь обычно на кимериджских или даже более древних глинах; фауна имеет бореальный характер (*Polyptychites Keyserlingi*, *Aucella crassicolis* и др.).

Валанжин всюду в Восточно-Русской впадине покрывается баррémом, там же, где он отсутствует, последний ложится непосредственно на юру (Доно-Медведицкий вал). Он в большинстве случаев выражен черными глинами с сидеритовыми конкрециями, мощностью от 40 до 70 *м*, и только в районе Доно-Медведицкого вала мы обнаруживаем обширное развитие грубых железистых песчаников. Фауна баррема имеет бореальный отпечаток (*Simbirskites versicolor* и другие *Simbirskites*); в верхних его песчано-глинистых

частях очень часто встречается *Belemnites Jasykowi*. Выше залегают глины а п т а с прослоями сидеритовых плитняков и с аммонитами южного типа — *Parahoplites Deshayesi*, *Oppelia Trautscholdi*, *Ancyloceras*. Мощность апта колеблется от 30 до 80 и более метров; распространен он всюду, где имеется баррем, и где условия тектоники и рельефа это допускают. В районе Доно-Медведицкого вала в составе апта имеются значительные прослои песков.

Аптские породы кроются а л ь б о м, который известен нам из бассейна Суры и побережья Волги в районе Ульяновска, Сызрани, Хвалынска, Вольска и Саратова. Сложен он глинами и глауконитовыми песками, заключающими в большинстве случаев слои грубых фосфоритов; мощность его колеблется от 20 до 120 *м*; наибольшая мощность, как и других нижнемеловых горизонтов, приходится на берег Волги в районе Хвалынска, где общая мощность нижнего мела достигает 400 *м*. В районе Доно-Медведицкого вала альб состоит из грубых кварцевых песков и песчаников. Фауна его встречается редко и представлена *Hoplites interruptus*, *Saynella aurita* и др.

К западу от бассейна Суры — в области разветвления Окско-Цнинского вала — нижний мел с трудом может быть разделен на стратиграфические горизонты из-за однообразия литологического своего сложения и недостатка фауны. Полоса нижнего мела в таком развитии тянется далеко на юг от Пензы к Тамбову и берегам Дона.

В е р х н и й м е л распространен иначе, чем нижний: его отложения не заходят севернее Ульяновска; литологический характер его также совершенно иной, так как он сложен преимущественно карбонатными и кремнистыми породами. В основании верхнего мела располагается с е н о м а н, отделенный от альба в районе Доно-Медведицкого вала перерывом в отложениях; к северу он не переходит линии Пенза — Саратов — Уральск. Он сложен глауконитовыми и кварцевыми песками с *Schloenbachia varians* и *Exogyra conica*, имеющими мощность от 25 до 70 *м*.

На сеномане залегает т у р о н, отделенный от него фосфоритовым слоем; севернее Саратова, где сеноман отсутствует, туронские фосфориты располагаются непосредственно на альбе. Турон всюду представлен мергелистым мелом различной мощности: на севере в районе Ульяновска и Вольска она не более 10—25 *м*, а на юге мощность белых мергелистых пород увеличивается до 50 *м*, что зависит от того, что к турону присоединяется к о н ь я к, выраженный теми же породами; оба яруса отличимы только по фауне. Для турона характерно присутствие крупных *Inoceramus Lamarcki*, а для коньяка *In. involutus*. В районе Ульяновска и бассейна Суры, по данным Милановского, коньяк отделен от турона перерывом и тесно связан с а н т о н о м, тогда как к югу от Саратова имеют место обратные соотношения: между сантоном и коньяком наблюдается перерыв в отложениях, выраженный фосфоритовым горизонтом с массой губок («губковый слой»). Сантон сложен очень разнообразно—преимущественное значение имеют опоки, кремнистые глины и мергеля 30—40 *м* мощности; внизу встречается *In. cardissoides*, а вверху *Pteria tenuicostata*. Для сантона характерна весьма значительная пестрота фаций в связи с имевшими место обширными колебаниями морского дна. Сантон кроется к а м п а н о м, отделенным от него в бассейне Суры перерывом в отложениях. К северу от Саратова

кампан сложен белыми мергелями и мелом с *Belemnitella mucronata*, южнее же, в районе Доно-Медведицкого вала развиты опоки и глауконитовые пески и песчаники, мощность кампана колеблется от 5 до 30 *м*. Выше залегает м а а с т р и х т, выраженный севернее Саратова и на Общем Сырту белым мелом в 30—50 *м* мощности с *Belemnitella lanceolata*. В районе Доно-Медведицкого вала развиты кремнистые глины и глауконитовые пески. В западном направлении (Пенза — Аткарск — Балашов) меловая фация сменяется мергелистой, а затем фацией глауконитовых песков и песчаников, что свидетельствует о приближении к береговой линии. В Заволжье верхний мел представлен в виде отдельных островков в небольших грабенах Общего Сырта и бассейна Белой; это указывает на былое весьма значительное распространение верхнего мела между Волгой и Уралом. Самым северным выходом этого рода является выход сантона близ Уфы.

Д а т с к и й я р у с доказан лишь для Общего Сырта, где мы имеем мшанковые известняки. Есть тенденция, пока недостаточно еще обоснованная, присоединять к датскому ярусу своеобразные белые фосфоритовые накопления Вольска и Хопра.

В заключение следует отметить, что в сантоне и на верхней границе верхнего мела в бассейне Хопра (Урюпино) имеются большие пластовые залежи бурых железняков высокого качества.

4. Кайнозой

Палеогеновая система занимает примерно то же пространство, что и меловая. Она изучалась Павловым, который дал ее первое стратиграфическое деление, Архангельским, Нечаевым, в последнее время Милановским, Великовской и Леоновым.

Палеоген всюду лежит на размытой поверхности верхнего мела. Он начинается с ы з р а н с к и м ярусом, прекрасные разрезы которого можно видеть по берегу Волги ниже Вольска и выше Камышина. Он сложен опоками-диатомитами с *Nucula proava*, *Leda Pavlowi* и другими двустворками. Над опоками залегают слюдистые глауконитовые песчаники с *Cyprina Morrisi*. Южнее Саратова сызранский ярус заканчивается устричными банками с *Ostrea Sinzowi*; общая его мощность достигает 80—100 *м*, причем по мере приближения к Доно-Медведицкому валу она уменьшается в несколько раз; одновременно с этим фация переходит в прибрежную. В бассейне Суры и Сызрана в составе сызранского яруса развита оригинальная песчаная фация, а также распространены трепела, — мало измененный кремнистый ил — являющиеся очень ценным полезным ископаемым. В Заволжье сызранские отложения встречены отдельными островами на Общем Сырте; кроме того, недавно найден их островок к северу от Оренбурга (бассейн р. Салмыша).

Сызранские породы кроются н и ж н е с а р а т о в с к и м и, составляющими с первыми единый литологический и фаунистический комплекс; их по существу следует относить к верхней части сызранского яруса. Здесь развиты глауконитовые или кварцевые пески и песчаники (30 *м*). В районе Камышина среди песков развиты огромные конкреции песчаников («караваи») с богатой фауной: *Cardita volgensis*, *Pectunculus volgensis*, *Turritella kamyschinensis* и др.

Верхнесаратовский ярус отделен от нижнесаратовских пород следами перерыва в отложениях. Он развит к югу от Саратова и сложен преимущественно белыми кварцевыми песками прибрежного или дюнного происхождения, частью же континентального (50 *м* мощности). Пески и песчаники содержат остатки субтропической флоры (*Platanus*, *Magnolia*, *Dewalquea* и др.). Этим горизонтом заканчивается палеоцен.

Эоцен начинается царицынским ярусом (80—120 *м*), сложенным внизу глинами, а выше глауконитовыми песками и песчаниками с очень редкой фауной раннего эоцена (*Pecten corneus*, *Ostrea bellovacina*), лучше всего вскрытыми в окрестностях Сталинграда. Они занимают также почти всю Ульяновско-Саратовскую синеклизу, где и лежат непосредственно на нижнесаратовских песчаниках; это доказано последними работами Великовской. Широко и полно развитый на Украине киевский ярус в Поволжье выражен слабо — в районе Сталинграда существуют светлые мергеля и фосфориты, замещенные на Дону песчаниками очень небольшой мощности.

Олигоцен представлен на юге Восточно-Русской впадины темными майкопскими глинами, мощность которых, определяемая в 30—50 *м* у Сталинграда, *резко* увеличивается в южном направлении, достигая на Маныче 800 *м*. Майкопские глины содержат в себе чешуйки рыбы *Meletta*. На севере в районе Петровска олигоцен сложен песчаными породами. На Общем Сырте развиты все ярусы палеогена, но здесь он еще очень мало изучен.

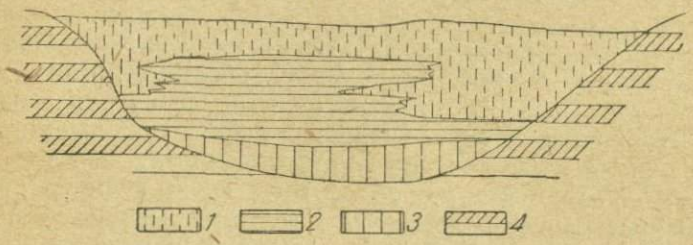
К **неогену** относятся все разнообразные морские и континентальные отложения, разбросанные по Восточно-Русской впадине большими или меньшими островами. Все они располагаются в зависимости от форм поверхности, так как выполняют различные, ныне значительно преобразованные, понижения и углубления древнего рельефа.

К миоцену мы можем отнести верхние части майкопской свиты (находки *Spirialis*), а также песчаники Тингуты (Ергени к югу от Сталинграда) с фауной конкского типа (2-ойс редиземноморский ярус). В Заволжье местами была встречена ярко окрашенная кора выветривания пермских пород, а также были находимы остатки песчаных пород, которые, возможно, могут считаться миоценовыми, хотя в последнее время имеются указания и на более древний их возраст.

На водоразделе Волги и Дона и на плато Ергеней залегают грубозернистые, серые и ярко окрашенные, косвенно-слоистые пески и песчаники, называемые ергенинскими. Они залегают в виде выполнения какой-то древней меридиональной долины. Грубость их материала послужила поводом отнесения их к флювиогляциальным отложениям древнейшего оледенения (гюнц). Более внимательное рассмотрение показало отсутствие *в них ледникового* материала. Возраст их невыяснен еще и теперь: мнения о четвертичном их возрасте (Православлев) противоречат наблюдаемым фактам, представления же о миоценовом возрасте поколеблены новейшими данными Голынца и в особенности Жукова, видевшего налегание их на понтические слои. По этой причине сейчас приходится думать об отнесении их к плиоцену. Их происхождение связано с былым существованием какой-то древней артерии стока.

В Заволжье, реже на правобережье Волги, широкое распространение имеют морские отложения акчагыла и сопутствующие ему пресноводные накопления (верхний плиоцен).

Акчагыл слагается обычно темными глинами с *Cardium dombra* и *Mactra subcaspia*; это — отложения обширной трансгрессии, заливавшей древнюю гидрографическую сеть (Пра-Кама), и поэтому они встречаются в понижениях речных долин Волги, Камы, Вятки, Белой, Черемшана, Самарки, Сызрана, Терешки (фиг. 17). *Особенно большое распространение они имеют на левом берегу Волги* между Самарской лукой и Общим Сыртом. Мощность акчагыла



Фиг. 17. Схема залегания плиоцена.

1 — пресноводные слои; *2* — акчагыл; *3* — домашкинская свита; *4* — поплиоценовые породы.

в этом районе около 80—100 *м*, вдоль же других рек значительно меньше — 15—20 *м*. В верху акчагыла залегает пресноводная домашкинская толща с *Unio* и *Paludina*, которая местами переслаивается с акчагыльскими глинами. Мощность этих образований (глины, пески, галечники) 15—20 *м*, местами же она раздувается до 120 *м*. Верхний плиоцен почти всегда прикрыт четвертичными сыртовыми глинами.

Четвертичная система в Восточно-Русской впадине построена сложно; мы в дальнейшем только перечислим главнейшие типы пород этого возраста, не разбирая совсем их стратиграфии.

На севере в бассейне Вятки четвертичный покров характеризуется присутствием одного маломощного горизонта морены и обширных районов, занятых флювио-гляциальными образованиями. Здесь же имеется большое количество озерных отложений с накоплением сферосидеритов.

Морена занимает бассейн Ветлуги и переходит через Волгу, достигая на востоке р. Суры и Медведицы. Вдоль Волги развиты обширные песчаные накопления террас, которых насчитывается две выше устья Ветлуги (бюльская и вюрмская) и три — ниже ее устья (вюрмская, рисская и миндельская). Три террасы сопровождают Волгу до Иргиза, причем ниже продолжаются только первая и третья. *Все пространство к югу от Куйбышева вплоть до Еруслана* вне волжских террас занято сыртовыми глинами. Они же развиты в возвышенных частях Заволжья там, где имеются отложения плиоцена.

5. История развития

Нам неизвестны ранние стадии развития Восточно-Русской впадины так же, как условия и возраст ее заложения. Факт близости структуры ее северной части с тиманской наводит на мысль, что

ранние этапы этой истории сходны с тем, что мы имеем на Тимане, хотя отсутствие прямых доказательств не дает права это утверждать, а тем более распространять на южные части впадины. В связи с явлениями весьма значительных последующих прогибаний палеозойское основание опущено во впадине весьма глубоко, и мы имеем кое-какие представления о ходе развития ее только с девона и в особенности с карбона: так, относительно существования среднего девона в Восточно-Русской впадине у нас есть указания в Новохоперской скважине. Трансгрессия могла подойти к Новохоперску только с востока, т. е. с Урала. Из этого следует, что среднедевонская эпоха ознаменовалась опусканием Восточно-Русской впадины на очень обширном пространстве. Возможно, что это и был момент ее возникновения. Об интенсивности прогибания судить трудно, так как о мощности среднего девона во впадине нам ничего неизвестно.

О характере прогибания впадины в районе Поволжья в верхнедевонское время у нас еще чересчур мало данных.

Более ясна ее история в карбоне. В эту эпоху впадина испытала огромное прогибание, о чем свидетельствует мощность каменноугольных отложений на Самарской луке. Между нижним и средним карбоном имело место широкое поднятие морского дна; это явление мы отмечали также и для Подмосковного бассейна. Зато в начале верхнего мы видим отложение морских осадков, тогда как в Подмосковном бассейне в это время происходил ряд колебательных движений, вызвавших частичный перерыв в нормальном осадочном процессе.

Конец уральской эпохи, как и в Подмосковном бассейне, характеризуется изменениями условий осаждения (появление доломитов), постепенным сокращением коралловых фаций и обеднением фауны. Подобного рода направленность развития указывает на прогрессирующий процесс замыкания бассейна, хотя в карбоне еще соленость его была, по всей вероятности, очень близка к нормальной.

Медленное и глубокое погружение впадины в карбоне сменилось в пермском периоде преимущественным поднятием. Оно было отзвуком соответствующих движений орогенического характера на Урале и отразилось прежде всего на том бассейне, который достался пермскому периоду в наследство от каменноугольного. Уже в конце последнего намечались признаки повышения концентрации солей в море, заливавшем Восточно-Русскую впадину. Этот процесс в первой половине пермского периода пошел ускоренным темпом — среди осадков указанного моря преобладают доломитовые, отлагаются большие массы гипса, встречаются ангидриты. Наконец, к этому же времени относится массовое накопление каменной соли, что особенно характерно для Приуралья и крайнего юга впадины. Море потеряло всякую связь с океаном и стало распадаться на отдельные лагуны и соленые озера. То был конец каменноугольного моря, связанный с общим поднятием Восточно-Русской впадины, обусловленным продолжавшимся орогенезом на Урале.

Отдельные части этого умиравшего бассейна находились далеко не в одинаковых условиях: на западе процесс распада на отдельные водоемы продолжался вплоть до нового прогиба впадины, сопровождавшегося казанской трансгрессией. В районе Казани в это время

обособилась лагуна, в которой шло интенсивное галогенное осаждение. Весь же восток и северо-восток впадины после образования мощных соляных залежей Приуралья стал ареной наноса обломочного материала — продуктов разрушения только-что возникшего Урала. Вблизи новой горной цепи накапливались мощные толщи галечников, дальше от нее реки наносили грубозернистые пески. Эти реки растекались по равнине и терялись среди нее, переходя в разливы и мелкие водоемы, в которых отлагались красные глины. Временами море делало кратковременные набеги вследствие опускания берегов; в результате мы видим среди красноцветных отложений уфимской свиты прослои известняков и залежи гипса. Поднятие Восточно-Русской впадины, происходившее в нижнепермскую эпоху, сменилось в верхнепермской прогибанием, которое привело в нее новую трансгрессию — казанскую, пришедшую с севера и, повидимому, не сообщавшуюся на юге с Тетисом. Об этом свидетельствует постепенное обеднение фауны по направлению к югу, *параллельное* увеличение гипсовых залежей, а также существование на севере фауны, которая по общему своему характеру отличается от солоноватоводной и лагунной фауны более южных областей присутствием форм более древнего облика, присущих открытому морю; в них уже намечается связь с фауной соседних бассейнов.

На этот раз прогиб был очень незначительный и кратковременный. В это время по восточной периферии моря существовала пустынная суша, по существу ничем не отличавшаяся от той, которая была здесь ранее Особый отпечаток придают реки, которые сносили к низким побережьям и в пустынные озера медные соли Урала; следовательно, к этому времени Урал был понижен настолько, что оказались вскрытыми глубинные изверженные породы, с которыми там связаны месторождения меди. Слабое развитие в белебеевской свите конгломератов и других грубообломочных пород также указывает на очень значительное понижение хребта.

Казанская трансгрессия выдержала свой нормальный морской характер лишь на севере, южнее же Кирова дело обстояло иначе: бассейн быстро стал осолоняться, образовались лагуны, в которых отлагался ангидрит и гипс, фауна при этом мельчала и вымирала. Так как этот бассейн был с самого начала мало соленый, то накоплений каменной соли не происходило, тогда как в кунгурское время исчезал и испарялся огромный морской бассейн, который к концу своего существования отличался крайне высокой концентрацией хлоридов в своих водах. Постепенное замыкание казанского моря и превращение его в дальнейшем в лагуны связано было с широким поднятием впадины, новое опускание которой сопровождалось лишь появлением очень крупных, но уже чисто пресноводных бассейнов.

Следующая стадия отмечена новым накоплением континентальных пород глинисто-песчаного типа, продолжавшимся очень долго. Отсутствие грубого материала говорит о медленном движении временных потоков, стекавших с сильно пониженного Урала. Большая мощность отложений свидетельствует о прогибании впадины по мере накопления осадков.

Последним событием в этой непрерывной цепи прогибов, поднятий и накопления продуктов разрушения Урала является разнос

по пустынной равнине крупных галек бузулукскими потоками; совершеннно иой материал, чем тот, который характеризует пермские породы, заставляет думать о крупных изменениях в жизни источника этого материала — Уральского хребта, к этому времени вряд ли представлявшего уже высокую горную цепь. В настоящее время известно, что геоморфологические изменения горных хребтов происходят быстро, так что предполагать, например, существование после орогенеза высокогорного ландшафта в течение целого геологического периода или эпохи вряд ли возможно. Естественно, что после артинского орогенеза Урал был понижен, о чем говорит и сильная измельченность материала, образовавшего покров континентальных отложений Восточно-Русской впадины в течение верхнепермской эпохи. Появление крупной бузулукской гальки говорит о быстром и резком изменении геоморфологической структуры Урала, что не могло произойти без напряженных орогенических движений.

За всеми этими событиями у нас появляется *перерыв* в нашей летописи вплоть до среднеюрской трансгрессии. Накопление продуктов разрушения Урала, видимо, прекратилось; Восточно-Русская впадина в это время располагалась значительно выше уровня моря; на ней происходили процессы размывания ранее отложенных осадков. Однако, нужно еще остановиться на самом конце периода образования континентальных пород, так как с ним связаны любопытные тектонические явления.

Крупный орогенез на Урале в самом начале триасового периода вызвал ряд поднятий на Восточно-Русской впадине: мы приурочиваем к этому моменту возникновение валов, куполов и брахиантиклиналей, особенно тех, в ядре которых располагались соляные штоки. Так как земная кора во впадине приобрела достаточно устойчивое состояние, то уральский орогенез отозвался слабыми волнообразными изгибами и поднятиями в ряде пунктов. Именно начало триаса создало наиболее характерные тектонические особенности Восточно-Русской впадины.

Вторая эпоха развития Восточно-Русской впадины падает на мезозой и палеоген. В конце доггера начинается прогибание Среднего и Нижнего Поволжья, куда проникает с юга морская трансгрессия. Впадина начинает прогибаться целиком со всеми своими валами и куполообразными поднятиями, но области, расположенные между ними, опускаются сильнее. В конце доггера прогиб севера впадины (район Тимана) соединяется с тем, который развился в Нижнем Поволжье; в келловее оба прогиба сливаются, и вся впадина опускается под уровень моря. Юрский период в Восточно-Русской впадине так же, как и в Подмосковном бассейне, отличается значительными колебаниями морского дна, в которых очень часто проявляются элементы качания, что вызывает местные осушения и выклинивания отдельных горизонтов.

Такой процесс продолжался и в течение нижнемеловой эпохи: следует указать, что колебательные движения земной коры приводили либо к расширению, либо к сужению полосы, занятой морем.

С другой стороны, поднятия в районе Тимана вызывали разрыв морского соединения Арктики и Тетиса. В последнем случае фауна

Горизонт	Палеогеографические особенности	Фауна
Альбский	С севером соединение отсутствует, имеется выход на запад	Средне-европейская
Аптский	Соединение с Тетисом; выхода на север и запад нет	Средиземноморская
Барремский	Соединение с Арктикой и Тетисом	Бореальная
Готеривский	Залив Полярного моря на крайнем севере. В других частях суша	Бореальная
Валанжинский	Соединение с Америкой и Тетисом	Бореальная
Рязанский	?	Средиземноморская с бореальными элементами
Верхневолжский	Соединение с Арктикой (?)	Бореальная и эндемичная
Нижневолжский	Соединение с Арктикой и Тетисом	Бореальная и эндемичная
Кимериджский	Соединение с Тетисом	Средне-европейская
Оксфордский	Соединение с Арктикой, Тетисом и Западной Европой.	Эндемичная с западно-европейскими элементами
Келловейский	То же	Бореальная с западно-европейскими элементами
Батский и байосский	1) Залив Арктики, 2) Залив Тетиса	Бореальная Эндемичная

соответствующих морских бассейнов имела отчетливо выраженный южный отпечаток, тогда как обычно она отличалась бореальным или смешанным характером. В прилагаемой таблице подытожены соответствующие данные по отдельным горизонтам отложений юры и *нижнего мела*.

Резкая грань в истории развития Восточно-Русской впадины, в частности Поволжья, приходится на рубеж альба и сеномана. Мы здесь уже не видим свойственного ей меридионального прогиба: опускания подчинены широтному направлению, исходящему из Донецкой впадины и Тетиса. С этим связана и резкая смена фациального сложения: в то время как в юре и нижнем мелу развиты почти исключительно глинистые фации, начиная с сеномана, преобладают меловые, глауконитовые, кремнистые. С чем связано было это изменение *осадочного процесса*, *неясно* — скорее всего с тем, что огромные трансгрессии далеко отодвинули берега, с которых переставала поступать всякая муть; последнее обстоятельство можно объяснить также и тем, что базис эрозии рек, пересекавших выравненную плоскую сушу, приподнялся, течение рек, а следовательно, связанная с ним эрозия сильно замедлились. В огромном бассейне, сливавшемся с Тетисом, только и могло начаться органогенное породообразование. Связь с севером была порвана либо осуществлялась кружным путем (вокруг Урала), и море было населено среднеевропейской фауной. В конце мела *Русская платформа осушается*, причем море отходит в юго-восточном направлении, сохранясь вплоть до начала палеогена в бассейне Урала. В последнем мы наблюдаем усиленное накопление песчаного материала и отдаленное влияние севера — присутствие диатомового ила (сызранские опоки) и некоторых элементов палеоценовой фауны. В эоцене снова восстанавливается фаунистическая связь с западом. Конец палеогена отмечается общим поднятием впадины, регрессией моря в южном направлении и началом усиленной эрозии континента. Мы подходим, таким образом, к третьей стадии развития Восточно-Русской впадины.

Альпийский орогенез в миоцене вызвал общее поднятие всей Восточно-Русской впадины. Она превратилась в сушу и сделалась ареной энергичного размыва и отложения своеобразных континентальных пород; уральское происхождение их подчас стоит вне сомнения. На рубеже миоцена и плиоцена происходит какое-то изменение структуры южных частей впадины: они сильно прогибаются, увлекая за собою и более северно расположенные части, которые, однако, оказываются более жесткими и раздробляются целыми системами сбросов. После выравнивания рельефа, вызванного этими дислокациями, в понижение заходят воды акчагыльской трансгрессии, связанной с крупными опусканиями в районе Каспийского моря; трансгрессия заливает выработанную уже к этому времени гидрографическую сеть Волжско-Камского бассейна, заходя далеко на север.

Мы на рубеже четвертичного периода но Восточно-Русская впадина еще не пришла в ее современное состояние — на юге земная кора испытывает ряд колебаний, и мы видим то большее, то меньшее распространение моря вокруг Прикаспийской впадины. Большое опускание происходит в рисс-вюрмскую межледниковую

эпоху, когда оно сопровождается образованием ряда грабенов и сбросов. Западная и северная части впадины захватываются оледенением.

Итак, история Восточно-Русской впадины указывает, что после крайне мало нам известного складкообразования впадина испытывает глубокие прогибы, связанные с мощным осадкообразованием морского и континентального типа. Значительная подвижность земной коры в палеозое способствует возникновению валов, куполов и разнообразных поднятий в последнюю стадию герцинского орогенеза. Вторая стадия ее развития отмечается частыми колебательными движениями и периодическими трансгрессиями. Очевидно, это время было переходным — в земной коре развивались противоположные тенденции — опускания чередовались с поднятиями. Третья стадия — преимущественное поднятие впадины, выражающееся в непрерывном континентальном режиме. Значительно бо́льшая жесткость земной коры на этом отрезке времени вызывает при всяком прогибе появление резких разломов и раздроблений. В эту же эпоху юг впадины захватывается влиянием южных подвижных частей земной коры и испытывает в зависимости от этого преимущественное опускание.

6. Полезные ископаемые

Ход событий в Восточно-Русской впадине определяет собою и тип полезных ископаемых, носящих исключительно осадочный характер. Обширные резервуары нефти намечаются в Среднем Поволжье, возможно, и южнее. Окончательно должно решить этот вопрос предполагаемое глубокое бурение, которое местами уже дало нефть из карбона. С ним же связаны строительные и химические известняки (Жегули, берега Дона). Углей карбон Восточно-Русской впадины не содержит, так как мы имеем в ней исключительно отложения открытого моря. К пермской системе относится ряд полезных ископаемых: с одной стороны, на крайнем юге существуют подземные штоки каменной соли; в полосе восточного побережья цехштейнового моря и в самых западных его частях скопились огромные массы гипса (Балахониха, Барнуково на р. Пьяне, Куйбышев, Казань и др.). В тех местах, где существуют сбросы и рассолы, пермские отложения пропитаны поднявшейся из глубин нефтью, что дало в условиях очень древнего рельефа окислившиеся ее разности в виде асфальта и гудрона (Самарская лука, верховья Сока и Шешмы). При взаимодействии углеводородов нефти и гипсов произошел процесс восстанавливания последних, обусловивший залежи серы (Куйбышев, Тетюши) и источники со свободным сероводородом (Серноводск близ Куйбышева). Вынос водами с разрушавшегося Урала медных солей привел к образованию очень многочисленных, но низкопроцентных медных месторождений (Каргала близ Оренбурга). Аналогичный перенос солей хрома определил появление богатого ими минерала волконскоита среди верхнепермских красноцветных пород. Верхняя граница пермских отложений содержит большие запасы железных руд в виде бурого и шпатового железняка, возникших за счет оруденения известняков и мергелей под влиянием инфильтрации железо-

содержащих растворов из вышележащих юрских отложений; особенно богатые залежи этого рода мы имеем в Омутнинском районе (верховья Камы) и в Приокском районе Горьковского края (Кулебаки, Ворсма, Выкса и другие центры металлургического производства).

Совершенно иной характер осадочного процесса в мезозое дает и совершенно другие накопления: юрские отложения богаты фосфоритами (Общий Сырт, верховья Вятки и пр.). В нижневолжский век на огромных площадях шло накопление горючих сланцев. В настоящее время мы имеем четыре месторождения этого ископаемого горючего — Вятское, Ундорское (к северу от Ульяновска), Кашпирское (у Сызрани), Обще-Сыртское; последнее занимает очень обширную территорию в районах, доступных разработке, и не менее большое пространство под покровом новейших отложений между Общим Сыртом и Волгой. Горючие сланцы используются как высоко калорийное топливо, как источник очень ценных химических продуктов (бензин, аммиак, сера, взрывчатые вещества, лекарственные вещества и пр.) и как строительный материал (цемент и шлакобетон). Все сказанное придает крупное народнохозяйственное значение сланцев й проблеме в Поволжье и на Вятке; сланцы — единственный источник энергии для теплоцентралей, причем добывание их соединяется с постановкой их химической переработки. Разработка сланцев и постройка энергокомбината начаты на Кашпире, а затем в гораздо более обширном виде должно быть проведено на Общем Сырте.

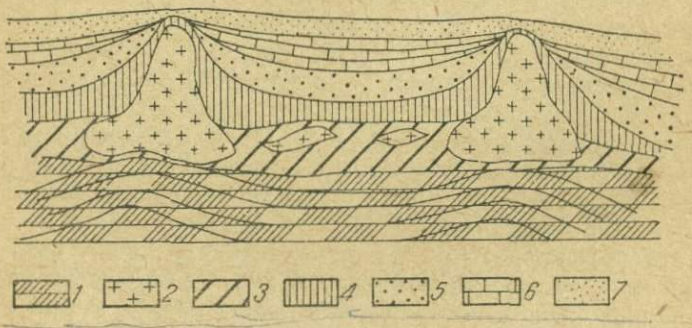
Валанжинская трансгрессия образовала широко распространенный пласт высокосортного фосфорита (юг Горьковского края, Чувашская АССР, верховья Камы). Верхний мел совместно с нижнемеловыми глинами дает огромные запасы цементного сырья (Вольск, Сенгилей, АССР Немцев Поволжья). Кроме того, среди верхнемеловых отложений мы имеем слои фосфоритов. В бассейне Хопра произошло накопление огромных масс бурых железняков, что делает этот район одним из будущих центров черной металлургии. Сызранские слои содержат высокосортные трепела (Инзенский район Куйбышевской области), — исключительно ценный строительный материал, опоки же могут быть употребляемы в качестве поглотителей. Обширные песчаные накопления палеогена дают местами стеклольные пески. В акчагыле в Татреспублике и прилегающих частях Куйбышевской области развиты флоридиновые глины, употребляющиеся в нефтяной промышленности в качестве поглотителей. С акчагылом связаны также газовые струи в Заволжье (метан и гелий). Наконец, к четвертичным отложениям приурочены железные руды бассейна Вятки.

Итак, полезные ископаемые Восточно-Русской впадины дают полную возможность развития мощной промышленности черных металлов и химической (сланцы, фосфориты, соль, гипс), а также добычи строительных материалов. Ввиду огромной дешевой энергии, могущей быть полученной при реализации реконструкции Волги, и наличия дешевого водного транспорта индустриальное развитие всей этой огромной территории является обеспеченным.

VI. ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА И ЭМБЕНСКИЙ БАССЕЙН

1. Тектоника

Юго-восточная часть Русской платформы представляет весьма своеобразную геологическую картину — мы имеем здесь, во-первых, Прикаспийскую впадину — низкое степное пространство, частично расположенное ниже уровня океана, простирающееся от р. Терека через низовья Кумы, Маныча, нижнее течение Волги и Урала до низовьев Уила и Эмбы и окружающее таким образом северную мелководную часть Каспийского моря; эта последняя представляет собою не освободившуюся еще от моря часть Прикаспийской впадины. К востоку указанная впадина сливается с областью, простирающеюся до Мугоджар и Усть-Урта и обозначаемой обычно именем Эмбенского бассейна. Так как структурные условия в самой Прикаспий-



Фиг. 18. Схема образования куполов.

1 — артинские песчаники и конгломераты; *2* — соль; *3* — соленосная кунгурская свита; *4* — верхнепермские и красноцветные образования; *5* — юра; *6* — мел; *7* — кайнозой.

ской впадине и примыкающем к ней Эмбенском бассейне в общем одинаковы, то мы и рассматриваем их вместе. Тектонически эта область имеет крайне своеобразный характер, так как заключает около 500 мелких брахиантиклиналей, сложенных мезозойскими породами. В основании их мы видим пермские гипсы и штоки каменной соли, вскрытые глубоким бурением, отчасти же обнаруженные геофизическими методами разведки. Брахиантиклинали переходят за р. Урал и встречаются в Прикаспийских степях (окрестности озер Эльтон и Баскунчак, Чапчачи и Бис-чохо), а также и на Общем Сырте.

В настоящее время геофизическими работами (Успенская, Степанов и др.) установлено, что вся Калмыцкая степь между Тереком и Уралом представляет собою систему весьма частых брахиантиклиналей, перекрытых мощным покровом плиоцена и морских четвертичных осадков. О возможности установления среди этих брахиантиклиналей рядов говорил прежде Тихонович; в настоящее время это подвергается очень большому сомнению, так как количество брахиантиклиналей достигает 500 и среди такой их массы можно проводить любые линии и ряды. Все же, однако, Руженцев и др. указывают на расположение брахиантиклиналей рядами. Послед-

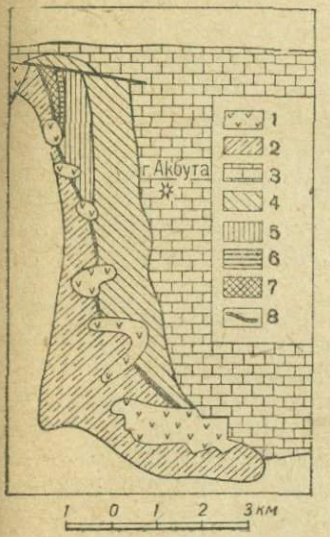
ние данные, любезно сообщенные мне Яншиным, говорят о том, что брахиантиклинали в бассейне р. Утвы расположены на поднятии, имеющем характер вала; этим и объясняется, очевидно, их рядовое расположение. Брахиантиклинали Эмбенской области отличаются присутствием в их центрах штоков гипса и каменной соли, которые играют роль протыкающих ядер (фиг. 18). Действительно, особенности соляной тектоники здесь выражены особенно резко. Пластичные массы соли под давлением тектонических сил пришли в активное состояние и образовали диапировые складки или складки протыкания. Буровые скважины на Доссоре прошли 2 000 *м*, не выйдя из соляного штока; это явление показывает нам, что соляный шток имеет здесь характер столба, по которому и шло все время бурение, нормальная же мощность соляной залежи, естественно, много меньше. Окрестности озер Баскунчак, Эльтон, Бис-*чохо* и Чапчачи представляют собою огромные брахиантиклинальные структуры, разломанные по разным направлениям.

Пермские породы, заключающие резко дислоцированные гипсы и соль, собраны в систему пологих складок, простирание осей которых на востоке параллельно направлению Мугоджар, а на западе отличается некоторым уклонением к северо-западу, так что вся структура имеет характер веерообразный. Благодаря позднейшим движениям гипсово-соляных ядер прикрывающие их породы подверглись очень сильному раздроблению и переламыванию. Складчатая пермь прикрыта резко несогласно мезозоем, самые нижние горизонты которого представлены континентальной юрой, имеющей возраст доггера, частью же лейаса. Это дает возможность установить, что складкообразование произошло между концом перми и началом юры. Повидимому, мы имеем здесь дело с движениями, одновременными с уральскими, которые приурочены, как мы потом увидим, к концу перми и началу триаса. Второе несогласие в напластовании намечается на границе юры и мела (андийская фаза), между сеноманом и сантоном (субгерцинская фаза), между верхним мелом и палеогеном (ларамийская фаза) и на грани олигоцена и миоцена (савская фаза). Все эти движения являются, очевидно, отзвуком более мощных орогенических движений на Кавказе и Мангышлаке, причем скорее всего мы имеем дело с общим поднятием района (синорогенез), чем с действительными процессами складкообразования в каждом куполе. Но эти общие поднятия были осложнены тем, что основанием мезозойских отложений служит очень подвижной пермский фундамент, крайне богатый штоками гипса и соли; последние при каждой фазе движения приходили в пластичное состояние и прорывали мезозойский плащ. В связи с этим мы видим оригинальное явление различия в стратиграфической структуре района куполов и областей, расположенных между ними: в то время как на куполах серия отложения либо сокращена, либо отличается небольшой мощностью, между куполами имело место очень значительное накопление осадков. Иначе говоря, купола и ряды куполов представляли собою зоны поднятий, а области, их отделяющие — интенсивного прогибания. Разницу в мощности отложений здесь и там Шумилин определяет в 1 000 *м*.

Брахиантиклинали Волго-Эмбенского района рассечены многочисленными сбросами, которые пересекают то края куполов, то

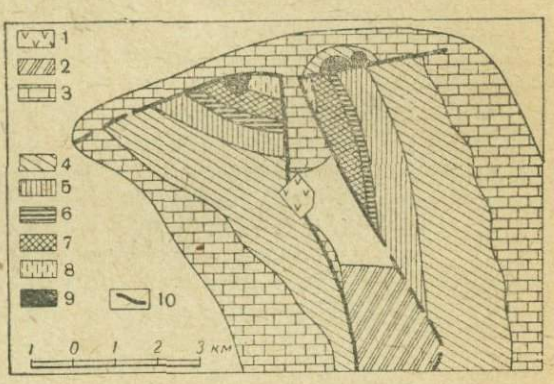
средние их части; при этом имеются указания, что движения часто носили характер не грабенообразных опусканий, а поднятий крыльев вдоль сбросовых линий, очерчивающих несмещенные части куполов. Прикрытие сбросовых линий акчагылом заставляет предполагать, что дизъюнктивные дислокации происходили в начале плиоцена (фиг. 19 и 20).

Особый характер Эмбенскому району придает огромное количество брахиантиклиналей с соляными ядрами протыкания, весьма многочисленными в пермском складчатом основании. Общая же подвижность района, наличие весьма мощных отложений зависит от того, что он находится в зоне перехода платформы к области развития мезозойских геосинклинальных структур и подвижных, мало устойчивых, тектонических образований, создавшихся на Мангышлаке после ким-



Фиг. 19. Геологическая карта месторождения Акбута.

1 — акчагыл; *2* — палеоген; *3* — сенон и турон; *4* — сеноман; *5* — альб; *6* — апт; *7* — неоком; *8* — сброс.



Фиг. 20. Геологическая карта месторождения Акчека.

1 — акчагыл; *2* — сармат; *3* — сенон и турон; *4* — сеноман; *5* — альб; *6* — апт; *7* — неоком; *8* — юра верхняя и средняя; *9*— кир; *10* — сброс.

мерийского орогенеза. В этом взаимодействии платформы и орогенической зоны юга, а также влиянии герцинского орогенеза востока и заключается все своеобразие описываемого района.

2. Стратиграфия перми и триаса

В Эмбенском бассейне **пермские** отложения представлены разнообразно: они обнаружены в брахиантиклиналях, причем в основании залегают штоки каменной соли, образующие ядра протыкания диапировых складок. В низовьях Волги соляные штоки обнаружены геофизическим методом. Мощность соли, пройденная глубоким бурением (свыше 2000 *м*), не дает нам представления об истинной мощности соляного штока. Возраст соляных штоков следует считать кунгурским. Соль покрывается в виде шапки гипсами небольшой мощности (8—15 *м*). Галогенные породы прикрыты очень разнообразной свитой красных, зеленых и голубых песчаников,

песков и глин. Мощность свиты достигает 700—800 *м*, причем нижняя ее часть отличается, по словам Шумилина, зеленоватыми оттенками и преобладанием песчаников, тогда как верхняя имеет глинистый характер и выдержана в красных тонах. Среди этих пород встречаются только неясные остатки флоры. Возраст отложений неясен: скорее всего значительная доля их относится к уфимской свите, а верхние части могут быть и казанскими. Подобные же породы у подножия Мугоджар Руженцев относит ко всей перми и даже к началу триаса, но правильность такой трактовки сомнительна.

Триасовые образования в лучшем виде могут быть изучены на горе Большое Богдо у оз. Баскунчак. Здесь на красноцветных глинах татарского яруса залегают конгломераты с уральской галькой, представляющие собою бузулукскую свиту, покрывающуюся красными глинами. Эти континентальные породы, имеющие мощность в 160 *м*, постепенно переходят в серые глины с тонкими прослоями известняков, заключающих ископаемые нижней части нижнего триаса (*Dorycranites rossicus*, *Mytilus Talai-Tamae*, *Pleuromya* и др. совместно с костяками лабиринтодонтов: *Trematosaurus*, *Capitosaurus*).

Восточнее у Индерского озера (низовья р. Урала) встречаются мергеля и известняки с *Myophoria*, которые могут быть отнесены к нижнему триасу. Выходы этого пункта связывают богдинский триас с отложениями этого возраста на Мангышлаке, о чем речь будет итти в III части этой книги. В остальных местах Эмбенского бассейна красноцветные породы перми кроются непосредственно юрой, так что граница триасовой трансгрессии проходила где-то севернее нижнего течения р. Уила и среднего течения р. Эмбы.

3. Мезозой

Юрская система очень широко распространена в нашей области, особенно в Эмбенском бассейне, где она начинается песками с прослоями глин и изредка углей континентального происхождения; эта толща, мощностью в 300—600 *м*, заключает крупные месторождения нефти. В главной своей массе она относится к доггеру и верхнему лейасу, но местами замещает и более высокие горизонты юры вплоть до оксфорда. Западнее р. Урала указанная свита неизвестна, и там юрские отложения полностью представлены морскими образованиями.

Келловей в Эмбенском районе выражен то континентальными породами с углем, то глинами с *Quenstedtoceras* и *Cryphaea* и другой обычной русской фауной. К востоку келловей постепенно замещается континентальными породами. Выше залегает фосфоритовый слой оксфорда, очень хорошо представленный на севере и исчезающий к югу. В таком же положении находится и кимеридж, не известный на юге.

Юра заканчивается волжскими глинами с прослоями песков и железистых конкреций, мощностью в 30 — 35 *м*, заключающими *Virgatites scythicus*. Западнее р. Урала полный разрез юры не известен, так как она выходит отдельными обрывками, но, повидимому, он мало отличается от того, что имеется в соседних частях Восточно-Русской впадины.

Меловая система начинается валанжином, выраженном на Кой-кара, Иман-кара и Макате глауконитовыми песками с фосфоритами; заканчивается он серыми глинами с *Polyptychites* и *Belemnites lateralis*. Общая мощность валанжина в Эмбенском бассейне достигает 50 *м*. Выше залегает баррем в виде песчаников и песков с *Trigonia caudata* (70 *м*). Апте мы имеем гипсоносные глины с прослоями песков (105 *м*) и с обычной фауной. Альб также представлен песчано-глинистыми породами до 130 *м* с *Hoplites tardefurcatus* внизу. Очень любопытный характер имеет нижний мел у оз. Баскунчак, где залегают песчаники с *Nerinea astrachanica* и другими формами, свойственными нижнему мелу Аравии, Сирии и Испании.

Сеноман очень полно развит на юге Эмбенского бассейна, где его мощность доходит до 150 *м*; он сложен песками и железистыми песчаниками с *Exogyra conica*, *Schloenbachia varians* и рядом южных форм (*Placenticeras*, *Plicatula*). К северу, на р. Илеке и Темире, сеноман переходит сначала в прибрежные, а затем и в континентальные образования, заключающие в себе флору цветковых (*Asplenium*, *Credneria*, *Platanus*). Турон и коньяк имеются только в южной части Эмбенского бассейна и в заволжских возвышенностях. Севернее на сеноман непосредственно ложится фосфоритовый слой основания сантона; последний очень широко распространен как в Эмбенском бассейне, так и в заволжских возвышенностях и сложен, как обычно, опоками и мергелями в 40 *м* мощности с *Pteria tenuicostata*. В кампане севера мы видим глины (50 *м*) с *Belemnitella mucronata*, а на юге преобладает мергельно-меловая фация, захватывающая также и заволжские брахиантиклинали (Баскунчак). Маастрихт выражен разнообразными фациями — на юге развит белый мел с фауной, свойственной Мангышлаку и берегам Аральского моря (плеченогие, кораллы, морские ежи); на севере Эмбенского бассейна в основании маастрихта залегают фосфориты, над которыми располагаются песчаники, мергеля и глауконитовые пески в 60 *м* мощности с *Belemn. lanceolata*, а в самом верху с *Belemn. americana*. Датский ярус широко распространен к востоку от р. Урала и представлен мшанковыми известняками с *Echinocorys sulcata*, а также с губками. Это единственный район развития датского яруса на Русской платформе. Новейшее бурение в Астрахани обнаружило там наличие верхнего мела в фации, переходной к флишу. Мы отметим ниже также подобное его развитие и на южной оконечности Ергеней.

4. Кайнозой

Редкие выходы **палеогена** на Волге и на оз. Эльтон показывают, что его развитие крайне сходно с тем, что имеется на правом берегу Волги; отрывочность его обнажений не позволяет установить последовательность горизонтов.

Перебрасываемся теперь в Эмбенский бассейн. Здесь палеоген выражен в глинистой фации: внизу залегают серые глины с фораминиферами, мощностью в 30 *м*, а вверху — зеленовато-серые глины с прослоями опок и остатками рыб, 50—60 *м* мощности.

Неоген представлен в первую очередь акчагылом, глинистые породы которого выстилают всю Прикаспийскую впадину,

перекрывая созданные ранее брахиантиклинальные структуры. Мощность его достигает 80—100 *м*.

В низовьях Волги поверх акчагыла располагаются а п ш е р о н с к и е *слои* очень большой мощности. Основываясь на данных Богданова о пройденных глубокой скважиной в Астрахани породах, можно сказать, что апшерон в низовьях Волги достигает 436 *м*, причем внизу намечается пресноводная фация, средняя же часть заключает типичных *Apsc eronia*. Все это кроется морскими четвертичными б а к и н с к и м и слоями.

Прикаспийская впадина покрыта морскими четвертичными отложениями, составляющими осадки каспийских трансгрессий. Мы различаем три горизонта морских осадков — б а к и н с к и е слои, х о з а р с к и е и х в а л ы н с к и е, *представленные глинистыми* и песчано-глинистыми отложениями с фауной, близкой к фауне современного Каспия. Морские образования отделяются друг от друга континентальными породами с остатками млекопитающих. Бакинская и хозарская трансгрессии достигали Камышина и Общего Сырта, а хвалынская проникала глубоко внутрь страны по долине Волги вплоть до Сызрани. Эти три трансгрессии обычно синхронизируют с тремя оледенениями Русской равнины — миндельским, рисским и вюрмским.

5. История развития

Ранние стадии развития Прикаспийской впадины и Эмбенского бассейна не установлены. Мы можем предполагать наличие здесь обширного каменноугольного моря, которое в нижнепермскую эпоху превратилось в систему лагун; в них шло интенсивнейшее соленакопление на всем пространстве от Терека до Мугоджар. В верхнепермское время происходило, с одной стороны, усиленное образование красноцветных пород в условиях, сходных с теми, которые имели место в Восточно-Русской впадине, с другой же, сюда проникла с севера казанская трансгрессия, следы которой мы обнаруживаем на горе Малое Богдо; это был бассейн, населенный очень однообразной фауной, и поэтому, вероятно, очень повышенной солености. После ухода казанского моря накопление красноцветных отложений распространилось на всю впадину. Мощные орогенические движения на Урале вызвали появление здесь, как и на севере, нижнетриасовых конгломератов, после чего южная часть Прикаспийской впадины испытала прогиб в связи с углублением Мангышлакской геосинклинали; это вызвало небольшую и очень кратковременную нижнетриасовую трансгрессию. Затем в Эмбенском бассейне и Прикаспийской впадине стали образовываться брахиантиклинальные структуры и скручивание гипсов; создались зачатки тех оригинальных тектонических форм, которыми так богат Эмбенский бассейн.

Новое накопление континентальных пород в Эмбенском бассейне приходится на конец лейаса и доггер. К северу континентальные *юрские отложения* уменьшаются в мощности и на Общем Сырте переходят постепенно в морские отложения бата. Источник появления этих песчано-глинистых образований сейчас еще не вполне ясен; несомненно, что их возникновение связано с теми поднятиями, которые произошли в результате киммерийских движений. Следо-

вательно, источник их, с одной стороны, был на юге, где формировались киммерийские хребты, с другой же стороны, увеличивание их в мощности к востоку, обогащение их в этом направлении галечниками, а также континентальные образования келловея и оксфорда заставляют думать, что в связи с киммерийской складчатостью Мугоджары и частично Южный Урал испытали весьма значительное поднятие. Особенностью указанных континентальных отложений является наличие в них нефти и угленосных пород. Нефть по своему происхождению является чуждой этим образованиям и с ними не сингенетична: она проникла в юрскую свиту из больших глубин. Угленосные породы указывают, что во всей области существовали озерные бассейны, окруженные растительностью, в которых и шло углеобразование.

В Приволжской части впадины в это время, повидимому, имела место морская трансгрессия аналогично тому, как это было показано в предыдущей главе для Восточно-Русской впадины.

На севере же Эмбенского бассейна трансгрессия появляется только в келловее, а затем в южной его части наблюдается поднятие, выражающееся в отсутствии оксфорда и кимериджа в морском развитии. В сторону Оренбурга мы снова имеем появление морских отложений мальма. В Эмбенском бассейне развиты также и волжские породы с фауной и характером фаций, близким к русскому.

Начало мелового периода отмечается появлением на Волге нижнемелового моря с фауной теплых морей, на всем же остальном пространстве существует море с фациями очень близкими к тем, которые мы знаем из Поволжья. Сеноманское море освобождает крайний север Эмбенского бассейна, где в это время отлагаются слои с растениями. Поднятие продолжается в этом районе вплоть до начала сантона. На всем остальном пространстве мы имеем непрерывный морской режим в течение всего верхнего мела, причем в нем существуют формы, чуждые Русской платформе и, наоборот, характерные для Средней Азии. Южная часть впадины испытывает значительное погружение, будучи вовлечена в сферу деятельности Кавказской геосинклинали. Море продолжает сохраняться в бассейне Урала и в датском веке, что также накладывает на этот район особый отпечаток. Затем на всю впадину распространяется ряд палеогеновых басейнов, которые на юге имели, повидимому, характер переходный к геосинклинальным. В Эмбенском бассейне в течение юры, мела и палеогена происходили поднятия в районе ранее возникших куполов, благодаря чему соляные массы пришли в пластичное состояние и прорвали мезозойский покров, образовав типичные эмбинские брахиантиклинали. Этот процесс шел, по Шумилину, с перерывами и явственно обозначается в конце юры, в барреме, в апте, в конце сеномана, в сантоне, в датском веке, а также в конце олигоцена. Окончательное же оформление этих куполов падает на неоген.

Начало плиоцена характеризуется многочисленными сбросовыми явлениями и расколами, окончательно оформившими эмбенские брахиантиклинальные структуры. В верхнем плиоцене вся Прикаспийская впадина погружается под уровень акчагыльского моря, вышедшего на севере далеко за ее пределы. То было непродолжительное

опускание, которое сменилось поднятием по всей периферии впадины, тогда как южная ее часть, прилегающая к Каспийскому морю, испытала длительное погружение в течение апшеронского века; это может быть истолковано как постепенная перестройка этого слабого угла Русской платформы воздействием альпийского орогенеза и сопутствующих ему предгорных прогибов.

В четвертичном периоде Прикаспийская впадина была в очень неустойчивом положении, благодаря чему море три раза заливало почти всю впадину; эти трансгрессии имели причиной как колебания земной коры, так и климатические изменения, обусловленные наступлением ледниковых эпох. Особенно значительна была хвалынская трансгрессия, возникшая вследствие весьма крупного опускания впадины, которое сопровождалось по периферии и внутри впадины разломами. В настоящую эпоху Прикаспийская впадина вошла как один из самых неустойчивых элементов в состав Русской платформы, причем последняя подверглась значительным изменениям структуры, приобретя некоторые свойства геосинклинали.

6. Полезные ископаемые

Геохимические процессы, обусловившие распределение полезных ископаемых в рассматриваемой области, были очень разнообразны. В нижнепермскую эпоху происходила концентрация Na и Ca, Cl и S в виде колоссальных залежей каменной соли, ангидрита и гипса, прощупанных во всех эмбенских куполах электроразведкой, гравиметрическими наблюдениями и непосредственно глубоким бурением. Это была первая очень важная эпоха в накоплении минерального вещества.

Вторая геохимическая эпоха — юра. Мы здесь видим весьма значительную концентрацию углерода в виде сингенетических и эпигенетических скоплений. Первые представлены каменными углями в Эмбенском бассейне. У г л и эти развиты спорадически в виде небольших залежей и особенно большого практического значения не имеют. Наоборот, вторые, выраженные в виде месторождений н е ф т и, имеют огромное экономическое значение. Нефть скапливается главным образом в континентальных юрских песчаных отложениях, отчасти в барреме и сеномане. Ее появление здесь объясняется миграцией из очень больших глубин по расколам. Месторождения нефти приурочены к соляным куполам и брахиантиклиналям, занимающим огромное пространство в бассейне Урала, Уила и Эмбы, и имеют очень ценный характер ввиду наличия здесь легких нефтей, дающих большой выход бензина. Окружающая обстановка — пустынные условия, безводие местности, редкое кочевое население, удаленность от путей сообщения — ранее препятствовала широкому развитию здесь промыслов. Теперь имеется из Дос-сора нефтепровод в порт Ракуши на Каспийское море, а также нефтепровод в Орск (Южный Урал), а в Саратове и Куйбышеве происходит постройка двух крэкингзаводов для переработки эмбенской нефти.

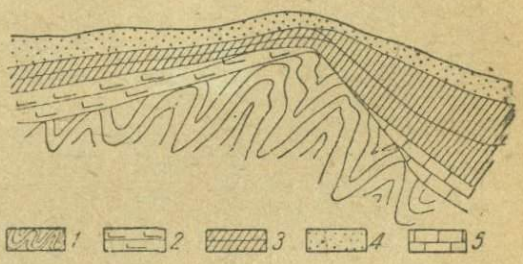
Меловой период отличается накоплением, с одной стороны, белого мела, широко распространенного в Эмбенском бассейне, с другой же, — фосфора в виде фосфоритовых прослоев, особенно богато развитых на севере района.

VII. ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА, ВОРОНЕЖСКАЯ И АЗОВСКО-ПОДОЛЬСКАЯ ГЛЫБЫ

1. Тектоника Воронежской глыбы

К югу от Подмосковного бассейна располагается длинный выступ докембрийского кристаллического фундамента платформы — Воронежская глыба. К югу от нее протягивается Донецкая впадина, имеющая восточно-юго-восточное простирание. В ее южной части находится складчатый Донецкий бассейн, который, как мы увидим ниже, представляет собою одну из стадий развития впадины. С юга последняя очерчивается выходами гранито-гнейсовой Азовско-Подольской глыбы.

Очертания Воронежской глыбы очень неопределенны по причине полного ее перекрытия палеозоем, мезозоем и палеогеном. Кристаллический фундамент глыбы обнаруживается лишь в нескольких небольших пунктах в среднем течении Дона между Павловском и Богучаром, где на поверхность выходят граниты. Поэтому очертания глыбы определяются, с одной стороны, глубоким бурением, а с другой, характером покрывающих их осадочных напластований.



Фиг. 21. Схема строения Воронежской глыбы.

1 — протерозой; *2* — девон; *3* — мезозой; *4* — палеоген; *5* — карбон.

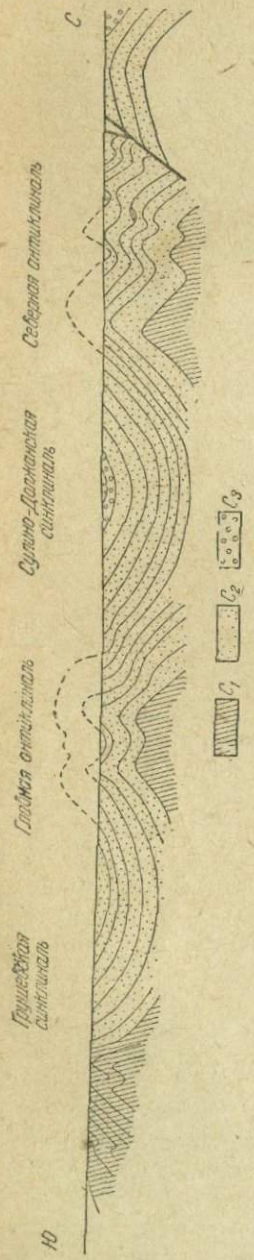
Северная окраина Воронежской глыбы нам уже известна—это южное крыло Подмосковного бассейна; мы можем условно ее наметить от Брянска к Воронежу по южной окраине сплошного поля развития девона. К востоку край глыбы заворачивает, не доходя Новохоперска, и пересекает Дон между Богучаром и устьем Хопра. Южная окраина глыбы намечается быстрым увеличением мощности верхнего мела в южном направлении: это соответствует линии Богучар — Старый Оскол — Курск — Новозыбков. Западнее Воронежская глыба сливается с Полесским мостом и южным склоном Балтийского щита.

Тектоника Воронежской глыбы очень проста: в основании залегает складчатый докембрийский фундамент, повидимому, протерозойского возраста. Он смят в складки северо-западного направления, увязывающиеся с общим направлением лаппо-карельской складчатости Балтийского щита. Кровля докембрия полого (фиг. 21) падает в северном направлении, где он покрыт девоном. К югу докембрий быстро уходит на очень большие глубины в Донецкую впадину. Мезозой падает к северу положе девона, срезает в области Воронежской глыбы последний и на южной ее окраине ложится на докембрий, перегибаясь в южном направлении. Воронежская глыба как положительный элемент платформы, имеющий общую тенденцию к поднятию, отражается на характере палеозоя тем, что в нем отсутствует весь верхний палеозой, а мезозоя тем, что местами юра отсутствует совершенно, нижнего мела нет, а верхний мел ложится

на девон, а иногда прямо на граниты. В палеогене Воронежская глыба принципиально не отличается от соседних районов — слои залегают ровным горизонтальным покровом.

2. Тектоника Донецкой впадины

Донецкая впадина очерчивается с севера Воронежской глыбой, а с юга Азовско-Подольской глыбой. На западе ее границей являются северная часть последней к северу от Киева и Полесский мост. Северо-западное ее ограничение связано с переходом Полесского моста в Воронежскую глыбу, так что впадина замыкается в районе Гомеля. На востоке впадина сливается с Восточно-Русской, причем особенно тесная связь имеется с Ульяновско-Саратовской синеклизой, в которую она непосредственно продолжается, тогда как далее во впадину глубоко на юг заходит Доно-Медведицкий вал.



Фиг. 22. Схема складчатости Донецкого бассейна (по Степанову).

Отличительной особенностью Донецкой впадины является существование Донецкого бассейна — складчатого сооружения, располагающегося у южной окраины впадины, на стыке ее с восточной частью Азовско-Подольской глыбы (фиг. 22). Особенности структуры Донецкого бассейна невольно привлекают к себе внимание, так как он представляет единственное в своем роде образование на Русской платформе. Прежде всего мы отметим огромную мощность имеющихся здесь палеозойских отложений: карбон насчитывает 12 000 *м*, нижняя пермь—3 000 *м*. Подобного рода мощности совершенно чужды платформам и возбуждают представление о геосинклинальной структуре этого района. Последнее предположение подтверждается интенсивной складчатостью, правда не достигающей альпийских форм, но все же сопровождающейся разрывами, чешуйчатыми надвигами и сбросами. Кроме того, по южной окраине Донецкого бассейна мы встречаемся с излияниями ультраосновной магмы. Вспомним, что появление пород основного и ультраосновного типов считается характерным для геосинклинальных зон земной коры. Далее отметим, что в центре донецких складок существуют гидротермальные рудные жилы, содержащие полиметаллы — мы имеем здесь ртутные, серебро-свинцовые и сурь-

мяные руды, говорящие о наличии на глубине интрузивных тел. Все вместе взятое не оставляет никакого сомнения в геосинклинальной природе Донецкого бассейна.

Характер складчатости этого оригинального уголка нашей страны, имеющего столь большое хозяйственное значение, довольно простой — мы имеем систему удлиненных антиклинальных складок, из которых наиболее резко выраженной является Главный антиклинал, протягивающийся от Краматорска в восточно-юго-восточном направлении: с ним связаны на северо-западном его окончании ртутные руды Никитовки, а на юго-востоке — полиметаллические месторождения Нагольного кряжа. К северу и югу это поднятие очерчивается двумя большими синклиналями; за северной из них располагается Северный антиклинал, а за южной— Амвросиевский купол. В районе последнего, как и вдоль всей южной окраины бассейна, преобладают мелкие складки, обычно разорванные крупными сбросами и обнаруживающие чешуйчатое строение с большим количеством взбросов и надвиганием пород с севера на юг. На северной окраине существуют складки, опрокинутые к северу, которые местами надвинуты по пологим поверхностям в северную сторону.

В Донецком бассейне карбон залегает несогласно на девоне (бретонская фаза герцинской складчатости) и совершенно согласно покрывается нижнепермскими породами. Последние, таким образом, смяты в складки одновременно с каменноугольными, а покрываются несогласно континентальными отложениями триаса, что дает возможность говорить о поздних стадиях герцинского орогенеза (пфальцская фаза по Штилле), соответствующих последним проявлениям тектонических движений на Урале. Относить складкообразование к киммерийской складчатости, как это делает Архангельский, вряд ли возможно, так как наличие континентального триаса и полное отсутствие верхних горизонтов перми довольно точно указывает на время складкообразования.

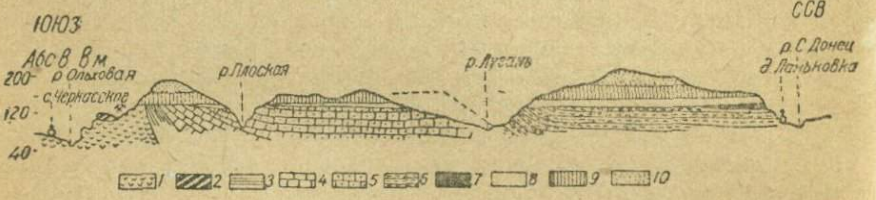
Особый тектонический район в Донецком бассейне представляет его северо-западный угол, примыкающий к г. Изюму. Мы наблюдаем здесь существование обширных куполов, в которых пермские и триасовые отложения обрамлены юрскими. Последние представлены нижней, средней и отчасти верхней юрой. Последняя несогласно покрывается сеноманом. Из этих фактов можно сделать вывод о том, что после главного, герцинского, складкообразования имели место повторные движения, которые создали купола под влиянием выжимания соляных штоков, имеющихся в пермских отложениях. Возраст указанных движений определяется отмеченными выше соотношениями, то-есть его можно приравнивать андийской (юно-киммерийской) фазе.

Донецкое складчатое сооружение к западу, северу и югу скрывается под более молодые осадки, каковыми являются верхнемеловые. Последние по северной окраине бассейна, согласно исследованиям Шатского, смяты в простые складки и раздроблены рядом сбросов, что говорит о том, что движения в Донецком бассейне, хотя и в очень ослабленной форме, продолжались в конце мела и в начале палеогена (фиг. 23).

В последнее время Попов указывает, что, помимо основного складкообразования в пфальцскую фазу, в Донецком бассейне наб-

людаются крупные надвиги и более позднего возраста, — с одной стороны, андийские, а с другой, ларамийские. Последние очень хорошо выражены в районе Ворошиловграда и Лисичанска, причем отмечается надвигание карбона на верхний мел. Кроме того, наблюдается также надвигание карбона на палеоген, что свидетельствует об альпийских движениях.

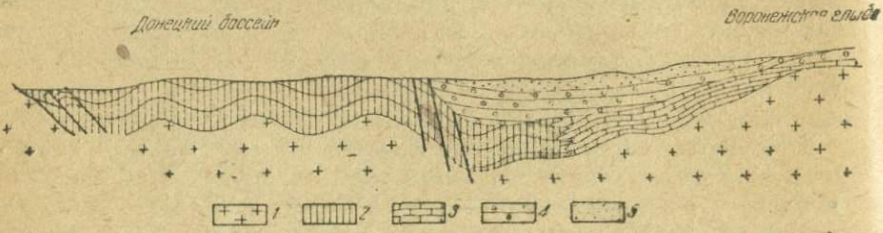
Иначе говоря, формирование структуры Донецкого бассейна, основные элементы которой были заложены в конце палеозоя, продолжалось в течение мезозоя; новое оживление движения связано было с ранними фазами альпийской складчатости; в этом можно видеть влияние крупнейших орогенических движений Кавказа.



Фиг. 23. Характер тектоники северной окраины Донецкого бассейна (по Шатскому).

1 — карбон; *2* — коньяк; *3* и *4* — сантон; *5* — кампан; *6* — маастрихт; *7* — бучакский ярус; *8* — киевский ярус, *9* —харьковский ярус; *10* — полтавский ярус.

Складчатый карбон в северном направлении уходит под верхний мел на очень большую глубину. В после нее время каменноугольные отложения встречены скважиной в Кантемировке (граница Воро-



Фиг. 24. Схематический разрез через Донецкую впадину в ее восточной части.

1 — докембрий; *2* — угленосная фация карбона; *3* — известняковая фация карбона; *4* — мезозой; *5* — палеоген.

нежской области и Украины), где они имеют слабо складчатый характер. Севернее в глубине впадины под мезозоем встречен девон, из-под которого по южной окраине Воронежской глыбы выступают породы докембрийского фундамента. Таким образом, под мезозоем Донецкой впадины мы имеем основание из каменноугольных слоев, присутствующих здесь только в иной фации: в то время как в Донецком бассейне развита угленосная фация, в южных пределах Воронежской области последняя сильно сокращена и замещена известняками (фиг. 24).

К югу от Донецкого бассейна глубокое бурение (Персияновка близ Новочеркасска) показало, что карбон опущен на громадную глубину, так что скважина, пройдя палеоген и верхний мел, лежащий

на глубине 700 *м* от поверхности, остановлена в черных песках, вероятно, юрских. Таким образом, в этом районе существует, возможно, огромный сброс, отделяющий донецкие складки от Причерноморской впадины и протягивающийся, по данным Успенской, далее на восток к югу от Маныча.

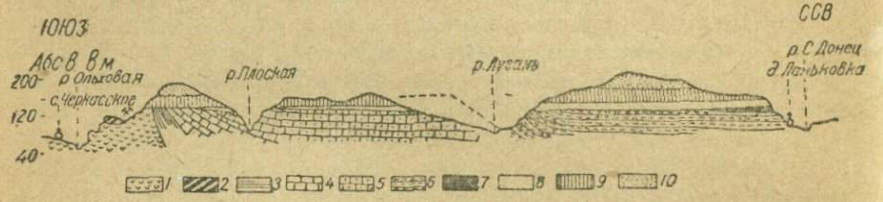
Перейдем теперь к западному продолжению Донецкого бассейна. Вопросы, о которых сейчас идет речь, имеют огромное теоретическое и практическое значение, так как установление распространения угленосного карбона под покровом более молодых отложений равносильно расширению эксплоатационной площади Донецкого бассейна. В связи с этим в настоящее время предприняты глубокое бурение и разведка геофизическими методами для решения этого вопроса кардинальной важности.

Уже давно в Краснограде (к юго-востоку от Полтавы) был встречен каменноугольный известняк; это наиболее западный пункт, в котором известен карбон. Факт этот увеличивает площадь Донецкого бассейна вдвое. Далее к северо-западу прямые признаки продолжения донецких складок прекращаются, но зато существуют косвенные. Так, вблизи г. Лубен на холме Исачки давно уже известны лавы базальтового типа, описанные Морозевичем. Лавы выходят среди обширного поля горизонтально расположенных палеогеновых пород. Здесь же и в районе Ромен имеются выходы гипсов, породы совершенно чуждой палеогену. По мнению Шатского, гипсы выдвинулись наверх из пермских отложений, которые, как мы знаем, в районе Артемовска заключают гипс и каменную соль. При тангенциальном давлении на последнюю в новейшее время могло произойти прорывание палеогенового покрова пластичными массами соли. Шатский предполагает также, что диабазы и базальты Исачков не представляют собою коренного выхода, а являются раздробленной кровлей штока соли и гипса, пассивно вынесенной при образовании соляного ядра протыкания. Это требует дальнейших подтверждений, хотя самый факт выходов больших масс гипса среди палеогена заставляет думать о наличии крупных перемещений масс как в новейшее, так и в древние времена. Во всяком случае крайне вероятно, что под горизонтальным покровом мезозоя и палеогена развито складчатое основание, сложенное палеозоем и заключающее, с одной стороны, галогенные породы, с другой, изверженные. Далее к северо-западу мы имеем в Миргороде скважину, дающую радиоактивные воды с повышенной термальностью. В районе Чернигова установлена крупнейшая магнитная и гравиметрическая аномалия, в пять раз более сильная, чем Курская. Безбородько полагает, что она связана с появлением каких-либо тяжелых масс под горизонтальными слоями, слагающими здесь поверхность; он их приравнивает к возможным вулканическим проявлениям продолжения донецких складок. Этот вопрос еще совершенно не выяснен, но скорее всего, исходя из мощности аномалии, можно было бы думать, что эти явления аналогичны курским и связаны также с докембрийским фундаментом; он здесь, вероятно, очень значительно приподнят так как в этом районе мы подходим к северо-западному замыканию впадины, окруженной с трех сторон докембрийскими выступами.

Из всего сказанного можно вывести более или менее обоснованное предположение, что под всей Донецкой впадиной располагается

людаются крупные надвиги и более позднего возраста, — с одной стороны, андийские, а с другой, ларамийские. Последние очень хорошо выражены в районе Ворошиловграда и Лисичанска, причем отмечается надвигание карбона на верхний мел. Кроме того, наблюдается также надвигание карбона на палеоген, что свидетельствует об альпийских движениях.

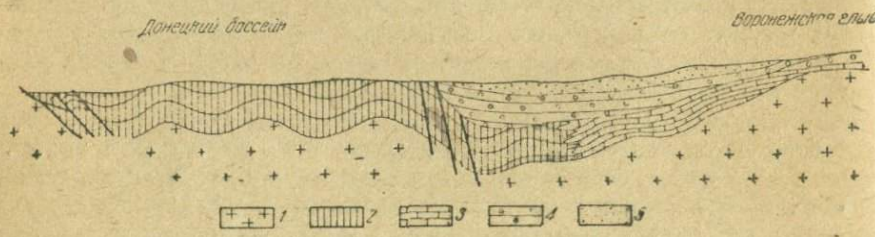
Иначе говоря, формирование структуры Донецкого бассейна, основные элементы которой были заложены в конце палеозоя, продолжалось в течение мезозоя; новое оживление движения связано было с ранними фазами альпийской складчатости; в этом можно видеть влияние крупнейших орогенических движений Кавказа.



Фиг. 23. Характер тектоники северной окраины Донецкого бассейна (по Шатскому).

1 — карбон; *2* — коньяк; *3* и *4* — сантон; *5* — кампан; *6* — маастрихт; *7* — бучакский ярус; *8* — киевский ярус, *9* —харьковский ярус; *10* — полтавский ярус.

Складчатый карбон в северном направлении уходит под верхний мел на очень большую глубину. В после нее время каменноугольные отложения встречены скважиной в Кантемировке (граница Воро-



Фиг. 24. Схематический разрез через Донецкую впадину в ее восточной части.

1 — докембрий; *2* — угленосная фация карбона; *3* — известняковая фация карбона; *4* — мезозой; *5* — палеоген.

нежской области и Украины), где они имеют слабо складчатый характер. Севернее в глубине впадины под мезозоем встречен девон, из-под которого по южной окраине Воронежской глыбы выступают породы докембрийского фундамента. Таким образом, под мезозоем Донецкой впадины мы имеем основание из каменноугольных слоев, присутствующих здесь только в иной фации: в то время как в Донецком бассейне развита угленосная фация, в южных пределах Воронежской области последняя сильно сокращена и замещена известняками (фиг. 24).

К югу от Донецкого бассейна глубокое бурение (Персияновка близ Новочеркасска) показало, что карбон опущен на громадную глубину, так что скважина, пройдя палеоген и верхний мел, лежащий

на глубине 700 *м* от поверхности, остановлена в черных песках, вероятно, юрских. Таким образом, в этом районе существует, возможно, огромный сброс, отделяющий донецкие складки от Причерноморской впадины и протягивающийся, по данным Успенской, далее на восток к югу от Маныча.

Перейдем теперь к западному продолжению Донецкого бассейна. Вопросы, о которых сейчас идет речь, имеют огромное теоретическое и практическое значение, так как установление распространения угленосного карбона под покровом более молодых отложений равносильно расширению эксплоатационной площади Донецкого бассейна. В связи с этим в настоящее время предприняты глубокое бурение и разведка геофизическими методами для решения этого вопроса кардинальной важности.

Уже давно в Красограде (к юго-востоку от Полтавы) был встречен каменноугольный известняк; это наиболее западный пункт, в котором известен карбон. Факт этот увеличивает площадь Донецкого бассейна вдвое. Далее к северо-западу прямые признаки продолжения донецких складок прекращаются, но зато существуют косвенные. Так, вблизи г. Лубен на холме Исачки давно уже известны лавы базальтового типа, описанные Морозевичем. Лавы выходят среди обширного поля горизонтально расположенных палеогеновых пород. Здесь же и в районе Ромен имеются выходы гипсов, породы совершенно чуждой палеогену. По мнению Шатского, гипсы выдвинулись наверх из пермских отложений, которые, как мы знаем, в районе Артемовска заключают гипс и каменную соль. При тангенциальном давлении на последнюю в новейшее время могло произойти прорывание палеогенового покрова пластичными массами соли. Шатский предполагает также, что диабазы и базальты Исачков не представляют собою коренного выхода, а являются раздробленной кровлей штока соли и гипса, пассивно вынесенной при образовании соляного ядра протыкания. Это требует дальнейших подтверждений, хотя самый факт выходов больших масс гипса среди палеогена заставляет думать о наличии крупных перемещений масс как в новейшее, так и в древние времена. Во всяком случае крайне вероятно, что под горизонтальным покровом мезозоя и палеогена развито складчатое основание, сложенное палеозоем и заключающее, с одной стороны, галогенные породы, с другой, изверженные. Далее к северо-западу мы имеем в Миргороде скважину, дающую радиоактивные воды с повышенной термальностью. В районе Чернигова установлена крупнейшая магнитная и гравиметрическая аномалия, в пять раз более сильная, чем Курская. Безбородько полагает, что она связана с появлением каких-либо тяжелых масс под горизонтальными слоями, слагающими здесь поверхность; он их приравнивает к возможным вулканическим проявлениям продолжения донецких складок. Этот вопрос еще совершенно не выяснен, но скорее всего, исходя из мощности аномалии, можно было бы думать, что эти явления аналогичны курским и связаны также с докембрийским фундаментом; он здесь, вероятно, очень значительно приподнят так как в этом районе мы подходим к северо-западному замыканию впадины, окруженной с трех сторон докембрийскими выступами.

Из всего сказанного можно вывести более или менее обоснованное предположение, что под всей Донецкой впадиной располагается

складчатое палеозойское сооружение, особенно высоко расположенное в районе Донецкого бассейна и опущенное к северу от него, вероятно, системами сбросов; на запад складки погружаются и исчезают где-либо в районе Чернигова, причем они прижаты к юго-западной окраине впадины, т. е. к Азовско-Подольской глыбе. Изгиб складок из широтного направления в районе Шахт в западно-северо-западное в районе Славянска и далее в северо-западное полностью соответствует изгибу Азовско-Подольской глыбы.

Восточное продолжение донецких складок до сих пор точно не установлено; несомненно, что они переходят через Дон к востоку от Новочеркасска, но далее они перекрыты мощным покровом новейших отложений бассейна Сала, Ергеней и Прикаспийской впадины. В последнее время карбон нащупан скважиной в Котельникове на Сталинградско-Тихорецкой железной дороге.

По данным геофизических исследований, сообщаемым Успенской, донецкие складки, резко изгибающиеся в бассейне Сала, могут быть прослежены под новейшими отложениями Прикаспийской впадины в виде погребенного кряжа вплоть до берегов Каспийского моря. В таком случае карбон здесь очень высоко приподнят, так что между продолжением донецких складок и южной оконечностью Доно-Медведицкого вала остается очень незначительный промежуток; очень возможно, что часть их смыкается с последним, заворачивая к северо-востоку и северу, тогда как главная их масса направляется на соединение с Мангышлаком. По данным бурений карбон в бассейне Чира и Дона лежит очень неглубоко.

Обычно увязывают донецкие складки с Мангышлаком, как это было предложено еще Карпинским, который установил две тектонических линии, известные в мировой литературе под именем «линий Карпинского». Одна из них, южная, идет из Средней Азии через хр. Султан-уиз-даг в низовьях Аму-дарьи через Мангышлак, Донецкий бассейн и Азовско-Подольскую глыбу; другая, северная, проводится Карпинским через г. Богдо, выходы карбона на Дону, Исачковские базальты, дислокации у Канева и Келецко-Сандомирский кряж.

В настоящее время от Донецкого бассейна к Мангышлаку прощупана полоса сильных положительных аномалий силы тяжести, свойственных складчатым зонам. Это заставляет нас уже с некоторым правом говорить о наличии между Доном и Каспийским морем погребенного складчатого сооружения. Однако, следует иметь в виду, что все-таки донецкие и мангышлакские складки сложены из различного материала и являются разновозрастными. Мы теперь только приступаем к познанию погребенных структур геофизическими методами, и очень многое в этой области еще очень неясно. В настоящее время северная «линия Карпинского» исчезла из наших тектонических карт, южная же на громадном протяжении доказана различными геологическими работами.

Таким образом, в основе Донецкой впадины имеется складчатое герцинское сооружение, осложненное последующими пост-орогенными дислокациями, родившееся из недр короткой и просто построенной геосинклинали (геосинклиналь II порядка). Эта геосинклинальная зона многими своими чертами напоминает, по мнению Шатского, предгорную впадину, обрамлявшую с севера систему герцин-

ских складчатых хребтов, располагавшихся южнее и опущенных в настоящее время очень глубоко. Складчатое сооружение вне Донецкого бассейна сильно погружено, благодаря чему к северу от него и по всему левобережью Днепра имеется впадина, выполненная верхнемеловыми отложениями, мощность которых по данным бурения в Кантемировке, Харькове и Миргороде превышает 400 *м*. Палеоген перекрывает впадину и прилегающие к ней выступы докембрия и палеозоя более или менее ровным слоем. Иначе говоря, опускание впадины ограничилось только верхнемеловой эпохой, в палеогене же это прогибание происходило во много раз слабее.

Итак, Донецкая впадина представляет собою мезозойское наследие палеозойской геосинклинали, которая занимала почти всю впадину и область неопущенных донецких складок. По существу эта впадина почти совпадает по занятому ею пространству с Донецкой геосинклиналью и является результатом изменения структуры последней после герцинской складчатости; позднее складкообразование отразилось на гибкости земной коры в этом районе в мезозое; в положение, одинаковое с другими частями Русской платформы, впадина пришла только в палеогене.

3. Тектоника Азовско-Подольской глыбы

Азовско-Подольская глыба представляет собою самый южный выступ докембрийского фундамента Русской платформы, выходящий на поверхность, начиная от бассейна Припяти до Азовского моря. На севере ее граница чисто условная, так как она в этом районе погружается и переходит в Полесский мост; на востоке ее граница совпадает вначале со средним течением Днепра вплоть до г. Кременчуга; ниже его выходы гранитов переходят на левый берег Днепра, так что край глыбы направляется далее на юго-восток к южной окраине Донецкого бассейна, достигнув которой, она заворачивает на юг к Мариуполю, где подходит к Азовскому морю. В настоящее время имеются данные, что этот восточный выступ глыбы не совсем идентичен с остальной ее массой, так, в его состав входят весьма молодые магматические породы; например, щелочные граниты Волновахи имеют герцинский или даже мезозойский возраст. Южный предел Азовско-Подольской глыбы можно наметить линией Мариуполь—Мелитополь — Никополь—устье Буга — Балта — р. Днестр вплоть до Станиславова в Галиции. Западная ее граница крайне условна, так как она полностью перекрыта мелом и кайнозоем, и отделить ее от Прикарпатской впадины крайне трудно. Во всяком случае мы проводим западную границу Азовско-Подольской глыбы от Станиславова через Тарнополь на Ровно и Сарны. Таким образом, западным своим краем глыба выходит из территории СССР, захватывая восточную полосу Польши. Азовско-Подольская глыба представляет собою второй, после Балтийского щита, выступ докембрийского фундамента платформы, который, однако, во всей своей средней части, от р. Роси и до окрестностей г. Мариуполя, залегает под чехлом палеогена и четвертичных пород; к ним присоединяется по южной окраине глыбы также и неоген. В связи с этим кристаллические породы выходят только по долинам рек; исключе-

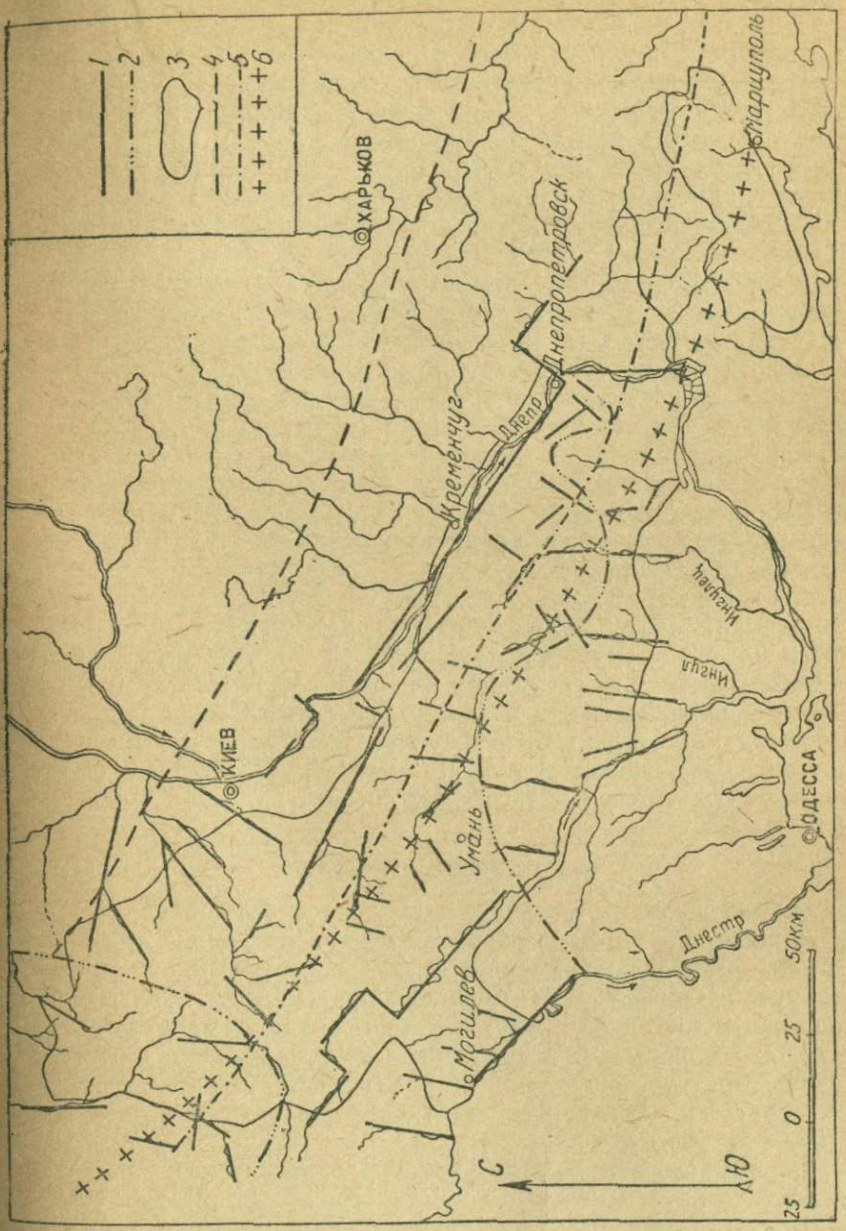
нием из этого правила является север глыбы (от р. Роси до г. Овруча), где гранито-гнейсовый фундамент прикрыт лишь четвертичными отложениями, а также крайний юго-во ток, где кристаллические породы выходят также на поверхность. Кроме того, особый характер имеет часть глыбы к западу от р. Южного Буга; здесь мощный покров неогена залегает поверх верхнего мела, лежащего, в свою очередь, на готландских слоях, располагающихся непосредственно на докембрийских породах. Это дает указание, что западная часть Азовско-Подольской глыбы участвовала в очень значительных опусканиях, а в настоящее время представляет собою переход к условиям Прикарпатской впадины.

Ласкарев предполагал, что Азовско-Подольская глыба ограничена со всех сторон сбросами и что, следовательно, она имеет характер огромного горстового выступа. Многочисленные бурения, имевшие место после опубликования Ласкаревым своей работы, показали, что массив полого уходит под более молодые образования, причем только к западу кровля докембрия спускается относительно круто, в других же местах, наоборот, она уходит вниз пологими уступами. Следовательно, мы можем рассматривать Азовско-Подольскую глыбу, как остаток кристаллического фундамента Русской платформы, только по краям затронутый опусканиями; сам же он несколько увлечен был последними и потому в кайнозое подвергся затоплению морем.

Азовско-Подольская глыба состоит главным образом из гранитов и гнейсов архейской группы, над которыми в сравнительно немногих местах залегает протерозой. Складчатость архейских пород ориентирована в большинстве случаев в северо-западном направлении, соответственно простиранию всего массива (фиг. 25). Во многих местах складки испытали сдвиги под прямыми углами; это обстоятельство, по словам Лучицкого, очень резко отражается на направлении течения отдельных рек (Южный Буг, Ингул, Рось, Тясмин). Помимо северо-западных простираний архея, существуют северо-восточные и широтные, что имеет распространение на севере Азовско-Подольской глыбы; с этим простиранием связано направление течения Случи, Горыни, Ирпени. В южной части массива мы имеем преимущественно меридиональные простирания, что определяет течение Ингула, Ингульца, порожистой части Днепра. Меридиональные простирания преобладают среди протерозойских пород, представляя несколько видоизмененное направление Карельской складчатости.

Магматическая деятельность в теле Азовско-Подольской глыбы была исключительно интенсивна. Мы видим здесь крайне обширное развитие архейских гранитов. На северо-западе массива широко развиты внедрения гранитов, связанные с последними страницами истории протерозоя. Граниты имеют характер иотнийских рапакиви Финляндии. Между Житомиром и Коростенем развит обширный габбро-норитовый массив, повидимому сравнительно молодого возраста, так как в нем не наблюдается явлений динамометаморфизма; он, возможно, близок по возрасту упомянутым выше гранитам. В этом же районе имеются очень разнообразные вулканические породы (порфиры, базальты, диабазы и пр.); многие из них могут быть и палеозойского возраста. В бассейне р. Горыни существуют выходы

базальтов, прорывающих верхний мел и, следовательно, являющихся более поздними, чем последний.



Фиг. 25. Основные тектонические линии Азовско-Подольской глыбы (по Лучицкому).
1 — линии основных дислокаций; *2* — северная граница преобладающих меридиональных дислокаций; *3* — граница областей выхода докембрийских образований; *4* — северная тектоническая линия Карпинского; *5* — южная тектоническая линия Чирвинского; *6* — южная тектоническая линия Лучицкого.

Кроме того, большое количество основных вулканических пород располагается в средней части Азовско-Подольской глыбы; они, по мнению В. Н. Чирвинского, приурочены к двум линиям разлома, секущим Азовско-Подольскую глыбу наискось; появление этих линий разлома увязывается В. Н. Чирвинским с опусканием До-

нецкого бассейна. Согласно его взглядам, эти линии совпадают с северной и южной окраинами Донецкого бассейна. Последнее представляется мало вероятным; скорее всего в теле Азовско-Подольской глыбы существуют разломы, параллельные оси Донецкой геосинклинали и приуроченные ко времени их образования, но не связанные с контурами Донецкого бассейна. Вполне несомненно, что Азовско-Подольская глыба испытала ряд раздроблений, приуроченных ко времени соседних тектонических проявлений.

Поверхность кристаллических пород очень сильно размыта и перекрыта кайнозоем, а на западе силуром и мелом. Этот покров залегает горизонтально, постепенно спускаясь с Азовско-Подольской глыбы в соседние впадины.

По северо-западной окраине описываются в осадочном покрове дислокации сбросового типа. Крайне любопытные нарушения имеются у г. Канева на Днепре, где в ряде случаев наблюдается несогласное залегание отдельных горизонтов кайнозоя на мезозое. Все эти толщи совместно с четвертичными породами смяты в резкие складки и разбиты складками - сдвигами. Указанные нарушения, по мнению изучавшего их Резниченко, имеют настоящий тектонический характер и увязываются с донецкой складчатостью, продолжавшейся на стыке Донецкой впадины и Азовско-Подольской глыбы до самого последнего времени. Иное предположение высказывает Соболев, считающий их результатом давления ледника, относя их таким образом к глациодислокациям. Последнее толкование ближе к истине. В последнее время Мирчинк предложил гипотезу, лучше всего объясняющую эти своеобразные дислокации: по его мнению, Азовско-Подольская глыба в миндель-рисское время испытала весьма значительные и неравномерные поднятия, оказавшие сильное препятствие последующему движению ледника на юг; ледник и оказал на приподнятые мезозойские и кайнозойские породы сильное давление, вызвав тем самым резкие их нарушения.

4. Стратиграфия докембрия

Докембрий Украины изучен значительно слабее докембрия Балтийского щита. Главнейшие работы, стоящие на уровне современной науки, принадлежат Лучицкому, Безбородько, Половинкиной, Танатару, Тутковскому, В. Н. Чирвинскому, Соболеву, Пятницкому. Только в самое последнее время наблюдается переход от чисто петрографического описания изверженных и метаморфических пород к выявлению с тратиграфии украинского докембрия и увязке магматических процессов с тектоническими явлениями; особенно четко это проступает в работах Лучицкого.

На Воронежской глыбе **докембрийские** образования выходят на поверхность между г. Павловском и Богучаром на Дону и достигнуты рядом скважин, заложенных для изучения причин Курской магнитной аномалии, а также горными выработками в связи с подготовкой к эксплоатации железосодержащих пород докембрия.

Мы имеем здесь под горизонтальным покровом девона и мезозоя круто наклоненные слои сланцев и гнейсов северо-западного простирания (см. фиг. 8). Они покрыты железистыми кварцитами, содержащими магнитный железняк; выше залегают слюдистые сланцы,

известняки и мраморы. Вся эта свита относится Архангельским к протерозою. На Дону выступают массивы гранитов.

Докембрийские породы уходят в глубь Донецкой впадины, покрываясь палеозоем.

На Азовско-Подольской глыбе шире всего распространена **архейская** группа, которая построена довольно сходно с археем Балтийского щита. Точно так же, следуя Лучицкому, мы выделяем здесь древние гнейсы и граниты под именем катархейской свиты. Состав ее очень разнообразен, но в главных своих чертах она сложена гнейсами, среди которых мы имеем огромные внедрения гранитов, занимающих обширное пространство. Они очень часто инъецируют гнейсы, образуя типичные мигматиты. Указанные породы составляют все основание Азовско-Подольской глыбы. Серия эта имеет сильно складчатый характер и отделена перерывом от налегающей на нее несогласно днепровской свиты[1].

Это тоже сильно метаморфизированная серия пород, в которой также развиты гнейсы и мигматиты, прорванные громадными интрузиями гранитов и сильно метаморфизированными основными породами (метабазитами). С гранитами связаны жилы сопровождающих их пород — аплитов и пегматитов.

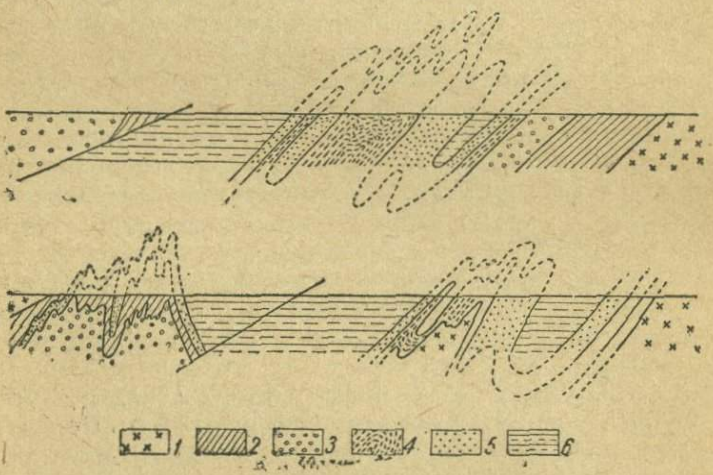
Выше, снова несогласно, залегает тетерево-бугская свита, в основании которой Лучицкий выделяет бердичевские породы, богатые гранатами и кордиеритами, а также гнейсы с интрузиями гранитов.

В тетерево-бугской свите имеют обширное развитие гиперстеновые граниты, а также граниты Коростышева и Кирова. Далее мы видим в ее составе метаморфические породы Радомысля и берегов Буга, заключающие толщи известняков, руды марганца и железа, а также гнейсы, богатые гранитами. Эти последние развиты, кроме берегов Буга, в Кривом Роге и в районе Мариуполя и Бердянска. Здесь мы имеем железистые кварциты с железистыми рудами, очень тесно связанные с гнейсами и разнообразными кристаллическими сланцами. Тетерево-бугскими породами заканчивается архейская группа, так как выше лежащие толщи отделены от них резким несогласием и появлением послететеревских гранитных интрузий и порфиритовых покровов. Все приведенные данные указывают на окончание архейской складчатости и размывание созданных ею горных цепей, так что этот перерыв соответствует очень значительному континентальному периоду и резко выраженному перерыву, имевшему место после окончания свеко-феннской складчатости на Балтийском щите.

Протерозойская группа начинается саксаганской свитой, развитой в районах значительных синклиналей, где саксаганские породы зажаты среди древних гнейсов, сланцев и гранитов. Наиболее отчетливо они выражены по р. Ингульцу и Саксагани у Кривого Рога к юго-западу от Днепропетровска (фиг. 26). Здесь в сложно построенной синклинали на гранитах, гнейсах и основных породах залегают аркозы, конгломераты и кварциты (100 *м*). Выше

[1] Мы употребляем здесь название «свита» а не «группа» как это фигурирует в работах Лучицкого и Соболева, так как термин «группа» присваивается в стратиграфии лишь крупнейшим подразделениям, отвечающим во времени эре.

располагается свита слюдистых сланцев и филлитов (свыше 200 *м*). В верху ее мы имеем железистые кварциты, заключающие тонкие прослои роговиков и красных железняков (гематитов), составляющих известные криворожские месторождения железистых руд. Свита заканчивается мощной толщей разноцветных глинистых и углистых сланцев, а также известняков и песчаников. Все это в значительной степени дислоцировано в меридиональном направлении. По мнению Соболева, саксаганская серия может быть сопоставлена с карельской свитой Балтийского щита; в таком случае складчатость Кривого Рога относится к лаппо-карельскому орогенезу.



Фиг. 26. Схематические разрезы через Криворожский железорудный район.

1 — граниты и гнейсы; *2* — зеленокаменные породы; *3* — аркозы и филлиты; *4* — хлоритовые и роговообманковые сланцы; *5* — железистый кварцит; *6* — верхняя сланцевая свита.

Наиболее молодыми образованиями протерозоя являются **и о т н и й с к и е**, к которым относятся овручские породы, прежними исследователями считавшиеся девонскими. Они выражены горизонтально залегающими песчаниками типа шокшинских, прорезанными гранитами рапакиви и породами габбро-норитовой группы.

Таким образом, протерозой Азовско-Подольской глыбы очень близок протерозою Балтийского щита: также наблюдаются складки карельского орогенеза и также в конце эры отлагаются континентальные породы пустынного типа. Несомненно, что оба района развития докембрия представляют собою одно целое.

5. Палеозой

Палеозой нашей области представлен силуром, занимающим крайнюю западную часть Азовско-Подольской глыбы, девоном, развитым на Воронежской глыбе и на южной окраине Донецкого бассейна, **к а р б о н о м и п е р м ь ю**, слагающими все тело Донецкой складчатой зоны.

Силурийская система выражена только готландским отделом. Слои этого возраста выходят по долине Днестра, начиная от устья Серета вплоть до г. Сорок, а также по левым притокам Днестра (Серет, Збруч и др.). Силур налегает здесь на размытую поверхность кристаллических пород. В основании залегают аркозовые песчаники и конгломераты в 40 *м* мощности. Выше расположены аркозы и глинистые сланцы до 100 *м* мощности, в которых встречаются шарообразные конкреции фосфорита. Над глинисто-песчаными образованиями, не заключающими фауны, мы видим известняки с *Atrypa reticularis*, *Pentamerus podolicus*. Выше в известняках встречаются табуляты — *Favosites gothlandica* и *Halysites catenularia*, а также четырехлучевые кораллы. Из брахиопод назовем *Pent. vogulicus*. Вверху известняки переслаиваются с глинистыми сланцами и заключают уже лагунную фауну — *Eurypterus* и панцырных рыб. Характер фауны подольского силура устанавливает близкую связь его с прибалтийским силуром, но содержит примесь чешских форм, что указывает на имевшее место южно-европейское влияние. Этим заканчивается палеозой Азовско-Подольской глыбы, которая опускалась под уровень силурийского моря только на западе.

Палеозой Донецкого бассейна представлен в небольшой степени девоном, исключительно мощным карбоном и нижнею пермью. С его изученностью создалось своеобразное положение: несмотря на то, что Донецкий бассейн изучался рядом выдающихся геологов (Лутугин, Чернышев, Яковлев, Степанов) стратиграфия его выяснена очень мало. Действительно, при исследовании Донецкого бассейна обращали главное внимание на картирование угольных пластов, на их расположение в общей толще, но мало занимались изучением фауны. Это повело к тому, что в Донецком бассейне приняты условно выделенные толщи, не совпадающие в различных районах друг с другом; все это создало большую путаницу и крупные затруднения при практической работе. История изучения Донецкого бассейна показывает, какое огромное значение имеет правильное изучение стратиграфии; его следует класть в основу всей последующей научно-практической работы и постановки правильных и обоснованных разведок. В последнее время над фауной Донецкого бассейна работают Лебедев, Ротай, Федотов, Б. Чернышев. Флора бассейна изучается Залесским. Стратиграфические подразделения были сделаны: на основе изучения фауны — Лебедевым, а по флористическим данным — Залесским.

Девонская система Донецкого бассейна представлена аркозовыми (полевошпатовыми) песчаниками, конгломератами, кварцитами, зелеными и красными глинами, мощностью свыше 300 *м*, содержащими остатки растений. Здесь развиты излияния порфиров и темные известняки. Девон распространен на поверхности очень мало: мы его видим в бассейне р. Кальмиуса по южной окраине бассейна. Эти отложения по преимуществу имеют характер континентальных образований.

Каменноугольная система Донецкого бассейна достигает огромной мощности в 12 000 *м*, указывая тем самым на геосинклинальную стадию его развития тем более, что в огромном большинстве случаев карбон выражен здесь прибрежными угленосными образованиями

или же отложениями очень мелкого моря. Карбон налегает несогласно на девон южной окраины бассейна, а местами непосредственно на докембрий.

Нижний карбон начинается известняками с фауной малевко-мураевнинского типа (*Productus fallax*, *Cythere tulensis*), кроющимися турнейскими известняками со *Spirifer tornacensis* и *Pr. mesolobus*. Верхняя часть известняков, имеющих общую мощность в 250 *м*, относится к визе и заключает характерные ископаемые этого яруса (*Pr. giganteus* и *Pr. striatus*). Выше залегают песчаники, мощностью в 1500 *м*, с прослоями сланцев, известняков и углей; в прослоях известняков встречаются *Pr. latissimus* и *Sp. trigonalis*, что позволяет нам параллелизировать эту свиту с серпуховскими слоями Подмосковного бассейна.

Московский отдел (4000 *м*) состоит из переслаивающихся песчаников, глинистых сланцев и прослоев угля; первых насчитывается во всей свите около 80%, а углей около 3%. Свита заключает в себе наибольшее количество угольных пластов; последние имеют здесь паралический характер, прослеживаются на значительном расстоянии и всегда переслаиваются с мелководными морскими отложениями, содержащими *Spirifer mosquensis* и другие формы. Встречаются также и остатки растений (*Neuropteris*, *Sphenopteris*), позволяющие разбить московские слои на пять горизонтов.

Уральский отдел внизу сходен с московским — развиты песчаники, сланцы и угли, выше все чаще и чаще попадаются прослои известняков, в самом верху являющиеся преобладающей породой; мощность этой свиты около 1500 *м*. Она заключает *Productus cora*, *Fusulina Verneuilli* и другие формы верхнего карбона. Карбон заканчивается песчаниками и глинистыми сланцами (1000 *м*) с остатками *Pecopteris* и *Neuropteris* (араукаритовая свита), стратиграфическое положение которой неясно: Чернышев и Лутугин относили ее к перми, а Яковлев и Залесский к верхнему карбону.

К востоку песчаники сокращаются в мощности, а известняки, наоборот, увеличиваются, что говорит о переходе угленосной фации в фацию открытого моря. К северу, в сторону Воронежа, замечается значительное сокращение мощности карбона (скважина ст. Кантемировки), причем в этом направлении песчано-глинистые угленосные прослои подчинены нижнему карбону. Это говорит о постепенном переходе из области геосинклинального прогиба в краевые части Воронежской глыбы. По р. Осколу карбон доходит на севере до г. Оскола, где имеет мощность всего в 100 *м* и представлен известняками нижнего карбона с прослоями глин, залегая непосредственно на протерозое. Северная граница карбона Донецкой впадины определяется примерно линией Богучар—Белгород.

Пермская система Донецкого бассейна образует толщу мощностью в 3000 *м*, непрерывно связанную с ниже лежащими каменноугольными породами в одно целое. Она занимает северо-западный угол Донецкого бассейна и, повидимому, все левобережье Днепра, где и покрывается триасом. В основании пермских отложений располагается свита песчаников зеленовато-серого и серого цвета, содержащих медные соединения; кроме того, здесь развиты красные и зеленые сланцы, а также различные песчаники. Подобного рода образования скорее всего имеют характер континентальных. Над

этой свитой залегают доломитизированные известняки, заключающие в верхней части гипсы.

Выше указанных располагаются соленосные породы с огромными штоками каменной соли, усиленно разрабатываемыми у Артемовска в Бахмутской котловине. Кроме каменной соли, здесь встречаются ангидрит и гипс; все это покрывается континентальными красными глинами и песчаниками.

Пермские отложения распространены к северо-западу от Донецкого бассейна, как об этом говорят находки гипсов у Лубен и Ромен, а также существование в Донецкой впадине глубоких соленых подземных вод. Каким образом шло соединение этих лагун с морем востока, неизвестно, так как к северу от Донецкого бассейна пермские породы еще не найдены; в Кантемировке мел лежит непосредственно на карбоне, а в Ворошиловграде карбон покрыт триасом.

По своему возрасту описанные отложения считаются нижнепермскими. Ко времени верхней перми, вероятно, относится складкообразование в Донецкой геосинклинали.

6. Стратиграфия мезозоя

Триасовые отложения были обнаружены Борисяком в северо-западном углу Донецкого бассейна между г. Артемовском и Изюмом. Сюда относятся континентальные глины красного и зеленого цветов и разноцветные пески, многие из которых имеют, несомненно, аллювиальное происхождение; они залегают несогласно на складчатом палеозое и имеют мощность свыше 100 *м*. Эти породы следует рассматривать как продукты разрушения возникшего сравнительно невысокого Донецкого кряжа. Помимо этого района развития континентального триаса, мы его находим под мощным покровом верхнего мела в Ворошиловграде. Кроме того, Резниченко сообщает о присутствии грубообломочных пород триаса, найденных бурением на большой глубине к востоку от Киева.

Юрская система в Донецком бассейне представлена весьма оригинально: это единственное место на Русской платформе, где мы находим лейас и более или менее полное развитие доггера при сокращенном развитии мальма, выраженного к тому же частью коралловой фацией, совершенно чуждой Русской платформе и широко распространенной в Крыму и на Кавказе. Юрские отложения Донецкого бассейна, изучавшиеся сначала Борисяком, а затем Архангельским, Шатским и др., достигают мощности в 350 *м* и отличаются весьма значительной петрографической пестротой; распространены они у г. Изюма. В основании юры располагаются континентальные породы с рэтскими растениями. Трансгрессия начинается со среднего лейаса конгломератом, лежащим в основании толщи глин около 100 *м* мощности с прослоями песков и песчаников; из фауны отметим *Hammatoceras* и *Hildoceras*, указывающих на средние горизонты лейаса. В верхних частях глинистой толщи Борисяк указывает *Harpoceras opalinum*, типичное ископаемое ааленского яруса средней юры. Выше залегают ржавые пески с *Pseudomonotis doneziana*, над которыми мы имеем снова толщу серых глин; в ее основании залегает конгломерат с байосскими

аммонитами (*Witchellia*). В глинах встречается батская *Parkinsonia doneziana* и *Pseudocosmoceras Michalski*. Кверху глины сменяются песками и песчаниками (20 *м*), заключающими очень большое количество остатков растений; можно думать, что морской режим сменился на время озерным. Другими словами, после явлений погружения наступает кратковременная фаза поднятия; это имело место в конце бата и начале келловея. Над озерными слоями залегают пески и известковистые песчаники, выше которых развиты коралловые известняки, относящиеся к келловею, оксфорду и кимериджу (10—12 *м*). Известняки покрываются глинами и песками 30 *м* мощности с большими гальками и глыбами красных глин. Это несомненно континентальное образование, относящееся к верхам юры, возможно же, захватывающее и нижний мел.

К северу от указанного района юрские отложения были обнаружены под мелом на большой глубине всеми скважинами (Кантемировка, Миргород, Полтава); в Харькове юрские породы имеют характер, очень сходный с донецким. Средняя юра далеко на север не заходит, но известна вдоль оси впадины вплоть до Киева. Очевидно, что вся впадина была выполнена юрскими образованиями.

Переходим к **меловой системе**; нижний мел представлен только у северной окраины впадины, где к югу от Орла мы находим альбские слои, о которых мы говорили при описании Подмосковного бассейна. Это указывает, что впадина испытала в это время весьма значительное поднятие.

Верхнемеловые отложения занимают в Донецкой впадине огромное пространство: от оси Воронежской глыбы на севере до Донецкого бассейна на юге, от Дона на востоке до Днепра на западе мы имеем мощные породы верхнего мела, начиная сеноманом и кончая маастрихтом, — датский ярус, как и в Восточно-Русской впадине, отсутствует. Стратиграфия верхнего мела изучена далеко не полно; только в последнее время благодаря работам Архангельского, Крестовникова и Шатского мы можем уже установить главные ее вехи и более или менее увязать ее с данными по Поволжью, которое является отправным пунктом в изучении верхнего мела Русской платформы.

Верхний мел Донецкой впадины начинается сеноманом, который, как и в Поволжье, сложен глауконитовыми песками, лежащими по северной окраине впадины на альбе, а на всем остальном ее пространстве на юре. В районе Донецкого бассейна сеноман либо располагается на триасе, либо переходит на карбон. Мощность сеноманских отложений невелика (10—30 *м*). У северных пределов впадины пески покрываются фосфоритами, сливающимися в сплошную плиту («курский самород»), очень богатую фауной, среди нее встречаются остатки морских пресмыкающихся (ихтиозавры и эласмозавры). В районе Ворошиловграда сеноманские породы выражены одним фосфоритовым слоем.

Сеноманские фосфориты покрываются туронским и коньякским мелом, мощность которого достигает 50—60 *м*. Возраст его определяется наличием внизу *Inoceramus Lamarcki*, а вверху *In. involutus*. Таким образом, мы наблюдаем здесь полное тождество с соответствующими отложениями Поволжья. К северу петрографический характер этой толщи изменяется, мел замещается желтова-

тыми опоками и трепелами, что отчетливо видно в районе Брянска и Жиздры, т. е. уже вне самой Донецкой впадины.

Над меловой толщей располагается толща сантона, достигающая 100 *м* мощности; она слагается белыми и зеленоватыми, частью кремнистыми мергелями, содержащими *Actinocamax verus* и *Ac. granulatus*. Последняя форма очень широко распространена в сантоне Германии, но совершенно неизвестна в Поволжье. Появление ее в донецком сантоне указывает на свободное сообщение этого бассейна с западно-европейским. Далее мы имеем снова толщу белого мела, соответствующего кампану, что выявляется из присутствия в его нижней части *Belemnitella mucronata* и маастрихту, так как в верхней части мела встречается *Belemn. lanceolata*. Мощность верхнего белого мела достигает 200 *м*, так что наибольшая общая мощность верхнемеловых отложений составляет 400 *м*. В сторону донецких складок белый мел переходит в мергеля, опоки и пески; параллельно с этим увеличивается количество фауны, которая приобретает южный отпечаток благодаря появлению некоторых форм, не встречающихся в более северных областях впадины и в Поволжье.

На Азовско-Подольской глыбе мезозойские породы представлены только меловыми, налегающими непосредственно на силур в западной ее части, так что между силуром и верхним мелом получается перерыв в отложениях, указывающий на континентальный период исключительной продолжительности (девон, карбон, пермь, триас, юра и нижний мел). Верхний мел развит там же, где и силур, а также в верховьях р. Горыни и Случи, откуда сплошное поле его распространения простирается на запад до р. Вислы. Здесь мы находим сеноман, представленный глауконитовыми песками и песчаниками, в восточной же части района преобладают мергеля. В этих последних, помимо обычной фауны русского сеномана, появляются пришельцы с юга (*Acanthoceras*, *Scaphites*, *Puzosia*, *Turrilites*, т. е. аммониты, из которых большое количество развернутых), а также морские ежи. Все это сближает подольский сеноман с западно-европейским и крымско-кавказским.

На всем остальном пространстве Азовско-Подольской глыбы верхний мел отсутствует.

7. Кайнозой

Палеогеновая система занимает Воронежскую глыбу, всю Донецкую впадину и Азовско-Подольскую глыбу. Она изучалась Соколовым, Армашевским, Лучицким, Лихаревым. Палеоген начинается каневским ярусом, сложенным 30 *м* глауконитовых песков с прослоями кремнистых песчаников и конкрециями фосфоритов. Эти слои встречены на правом берегу Днепра у г. Канева. Присутствие в них *Cucullaea* указывает на их верхнепалеоценовый характер; обычно их сопоставляют с верхнесаратовскими слоями Поволжья. На берегу Днепра они сильно сокращены в мощности и выклиниваются к Азовско-Подольской глыбе.

Эоцен очень хорошо представлен в Донецкой впадине. Он начинается бучакским ярусом, который сложен глауконитовыми песками и песчаниками, достигающими 70—80 *м*. По фауне это—

средний эоцен; здесь встречаются *Cardita sulcata*, *Ostrea flabellula*, *Pecten corneus*, *Arca planicosta*; это — горизонт, повидимому, более молодой, чем царицынский ярус Поволжья. Он также отсутствует поверх Азовско-Подольской глыбы.

Следующий горизонт носит название киевского яруса и сложен синевато-зеленоватыми сильно известковистыми глинами, местами переходящими в мергеля. Из ископаемых назовем *Pecten corneus*, *P. idoneus*, *Spondylus Buchi*. Киевские слои относят к верхнему эоцену. Это момент наибольшего углубления палеогенового моря в Донецкой впадине. Мощность киевских глин и мергелей достигает 40 *м*. По северной окраине Донецкого бассейна бучакские слои выклиниваются, и на палеозой налегают непосредственно киевские. Благодаря отсутствию на Азовско-Подольской глыбе каневских и бучакских слоев киевский ярус располагается непосредственно на сильно размытой кровле докембрийских пород, причем последняя имеет отчетливо выраженную денудационную поверхность эрозионного происхождения, на которую накладываются палеогеновые отложения, заходящие в углубления рельефа кристаллических пород. Киевские слои представлены синими глинами и мергелями в 30 *м* мощности, причем к западу от Чигирина они сопровождаются песчаными породами с прослоями бурого угля. В районе Кривого Рога глины исчезают и палеоген сложен здесь глауконитовыми песками и песчаниками, возможно, уже олигоценового возраста.

Киевские отложения совершенно постепенно переходят в харьковские, представленные глауконитовыми песками до 60 *м* мощности; местами имеются прослои глин, которые часто переходят в опоки. Эта толща заключает очень плохие остатки ископаемых; ее возраст определяется находками Соколова при постройке железнодорожного моста в Екатеринославе (ныне Днепропетровск) нижнеолигоценовой фауны (*Ostrea prona*, *Crassatella Woodi*, *Pleurotoma Bosquetti* и др.). Мы сопоставляем песчано-глинистые харьковские слои с мелеттовыми глинами Ергеней и окрестностей Сталинграда (майкопская свита). Указанные слои занимают на Азовско-Подольской глыбе меньшее пространство, располагаясь по ее северо-восточной периферии, где они выражены теми же глауконитовыми породами, что и в Донецкой впадине (10—12 *м*). По южной окраине массива (р. Ингулец, Соленая и др.) на граниты налегают зеленые глины, относящиеся к харьковскому ярусу, в которых имеются желваки марганцовых руд, образующие огромные никопольские месторождения.

Наконец, последним горизонтом палеогена является полтавский ярус, сложенный белыми кварцевыми песками с прослоями бурых углей в основании. Местами появляются прослои и глыбы жерновых песчаников. Мощность этих песков, по всей вероятности, континентального происхождения, доходит до 60 *м*, так что общая мощность палеогена в Донецкой впадине достигает 250—280 *м*. На Азовско-Подольской глыбе полтавский ярус также представлен кварцевыми песками и песчаниками в 25 *м* мощности.

По южному подземному склону Воронежской глыбы и на ней самой развиты палеогеновые отложения, представленные внизу глауконитовыми, а вверху кварцевыми песчаниками с редкими и непостоянными прослоями глин. Верхние песчаники в районе г. Тима

и с. Молотычей Курской области заключают остатки наземной флоры, которая, по мнению Палибина, может быть отнесена к верхнему олигоцену или нижнему миоцену. Возраст этих песчаных толщ определяется с очень большим трудом: обычно считают глауконитовым пески харьковскими, а белые — полтавскими, полагая, что бучакские и киевские слои выклиниваются в северном направлении. Однако, существуют данные и противоположного характера, а именно глауконитовые пески могут быть эоценовыми. Осторожнее полагать, что эти песчаные породы соответствуют всему палеогену, составляя его прибрежную фацию.

В последнее время Соболев и другие украинские геологи сомневаются в олигоценовом возрасте полтавских песков, в свое время установленном Соколовым, и имеют тенденцию считать их неогеновыми, относя их к сарматскому ярусу. Пименова отмечает в полтавских песках наличие миоценовой флоры (*Taxodium distichum miocoenicum*), что указывает, с одной стороны, на нижнемиоценовый возраст полтавских песков, с другой же, на их пресноводное происхождение.

Неогеновые отложения занимают крайний запад и юг Азовско-Подольской глыбы, а также располагаются полосой в районе прорыва через нее Днепра. Они представлены миоценовыми породами — 2-м средиземноморским ярусом и сарматом. Их кровля представляет собою одно целое с выполнением Причерноморской впадины, почему их удобнее рассмотреть при описании последней.

Четвертичные образования изучаемого района состоят на западе из моренного покрова и трех горизонтов лесса; на востоке развиты одни лессовые покровы, постепенно исчезающие на меридиане р. Оскола. Восточнее существуют лишь делювиальные суглинки по склонам и глины на водоразделах. Кроме всего этого, следует отметить широкое развитие террасовых песков по левобережью Днепра.

8. История развития

Нет никакой возможности установить этапы развития рассмотренного района в течение докембрийского времени. Можно только говорить о трех эпохах орогенеза в архее и одной в протерозое. Последняя с некоторой долей вероятия относится ко времени лапокарельской складчатости; с этим увязывается также и направление простираний саксаганских пород. Во всяком случае мы можем указать, что область современной Азовско-Подольской глыбы в архее представляла собою геосинклиналь с энергичнейшим метаморфизмом и колоссальными интрузиями гранитов и основных пород. Несогласное залегание днепровских образований на катархейских и тетерево-бугской свиты на днепровских указывает на две эпохи складчатости и последующего размыва и погружения горных складок. Наиболее крупный орогенез имел место в конце архея, что соответствует эпохе свеко-феннской складчатости Балтийского щита. Насколько ясно был выражен геосинклинальный характер при отложении саксаганских пород, сказать трудно, так как последние не отличаются особо большой мощностью, нет в них и интенсивной метаморфизации нормальных осадков, отсутствуют также и различные

интрузии. Может быть, мы имеем дело здесь с краевой частью геосинклинали, которая проходила восточнее. После складчатости, затронувшей саксаганские породы, мы видим отложение овручских песчаников, залегающих горизонтально и очень сходных с иотнийскими песчаниками Балтийского щита. Несомненно, их можно рассматривать как продукты разрушения карельских складок; это был момент только что образовавшейся платформы, которая была еще настолько мало устойчива, что подверглась интрузиям гранитов и пород габбро-норитовой магмы. Конец протерозоя застает Азовско-Подольскую глыбу на положении пустынного континента. Словом, история Азовско-Подольской глыбы очень близко повторяет картину развития Балтийского щита, с которым она составляет единое структурное целое.

Поднятие Азовско-Подольской глыбы продолжалось и в течение нижнего палеозоя вплоть до середины силура, когда опустилась ее приднепровская часть, вероятно, в связи с прогибанием геосинклинали, проходившей западнее от Келецко-Сандомирского кряжа на Добруджу. Однако, это погружение было непродолжительно: каледонская складчатость вызвала и подъем Азовско-Подольской глыбы, и уход с нее моря. В течение девона, карбона, перми, юры и нижнего мела глыба не затоплялась морем.

Характер и большое сходство докембрийских образований Воронежской и Азовско-Подольской глыбы заставляют думать, что они составляли одно целое в начале палеозоя. Так как у нас нет никаких признаков существования в Донецкой впадине ни кембрия, ни силура, то история ее начинается с конца девона. Заложение впадины произошло, следовательно, в верхнедевонскую эпоху, когда в нее стали поступать продукты разрушения каких-то возвышенностей; эти последние могли быть только на юге, так как на севере было море, на востоке также. Характер девонских песчаников, в частности наличие в них полевошпатового материала, говорит о размыве кристаллических пород Азовско-Подольской глыбы, которая, вероятно, испытывала весьма значительное поднятие. Можно также думать, как это делает Архангельский, о размыве каких-либо горных цепей, должно быть, герцинского возраста, которые могли существовать на месте Крыма и современной Причерноморской впадины. Таким образом, основные очертания Донецкой впадины как предгорной наметились в девоне. Этот процесс шел возрастающим темпом в течение каменноугольного периода, когда прогиб сделался настолько велик, что приобрел свойства геосинклинали. Явление представляет исключительный интерес, так как о процессе зарождения геосинклинали мы обычно не можем составить какого-либо четкого представления. Здесь же, наоборот, есть возможность установить с большой долей вероятности факт зарождения геосинклинали из платформы, что имеет огромное принципиальное значение. Прогибание Донецкой геосинклинали существенно отразилось на кристаллическом массиве Украины: мы видим очень значительное появление основных изверженных пород. Так как Донецкая геосинклиналь развилась из растяжения Русской платформы, то вполне естественно было ожидать внедрения изверженных пород, с одной стороны, вдоль трещин, более или менее параллельных донецкому опусканию, а с другой, там, где опускание упиралось в кристалличе-

ский массив и где должны были образоваться разломы, сопровождаемые интрузиями гранитов и излияниями лав; это мы и видим действительно в северной части массива.

Таким образом, к концу нижнего карбона впадина платформы перешла постепенно в геосинклиналь, о чем свидетельствует резкое нарастание мощностей. Прогибавшаяся постепенно котловина стала усиленно заноситься огромным количеством обломочного материла, осаждавшегося все время в очень мелком морском заливе. Материал вносился в последний реками, стекавшими с той возвышенной суши, которую мы предполагаем к югу от этого залива. Была сделана попытка восстановить минувшие условия размыва: пользуясь геоморфологическим методом, оказалось, что одна река впадала в залив на северо-западе, протекая по оси впадины, а другая текла с Крыма через район прорыва современного Днепра сквозь кристаллические породы Азовско-Подольской глыбы.

Нужно предполагать, что постепенное опускание Донецкой геосинклинали сопровождалось очень значительным подъемом южной горной страны, которая при этом подвергалась крайне энергичному размыву. Этот процесс осложнялся колебательными движениями дна донецкого залива, вызывавшими постоянную смену морского и прибрежного режима; последний имел место в условиях плоских заболоченных побережий, очень часто заливавшихся морем. То было время, крайне благоприятное для образования выдержанных пластов каменного угля, так как колебательные движения распространялись на весь залив, который все время находился в условиях борьбы суши и моря. Одновременно с этим зарождались первые донецкие складки. Западная окраина указанного залива с постоянно колебавшимся дном никак не могла быть ближе Полтавы; возможно, что он заходил и далее в область левобережной Украины. К началу верхнего карбона принос обломочного материала сделался слабее и прогибание дна геосинклинали уменьшилось. Одновременно с этим сократились и колебательные движения дна, что мы отчетливо видим по постепенному исчезновению слоев каменного угля и замене лагунно-морского режима морским.

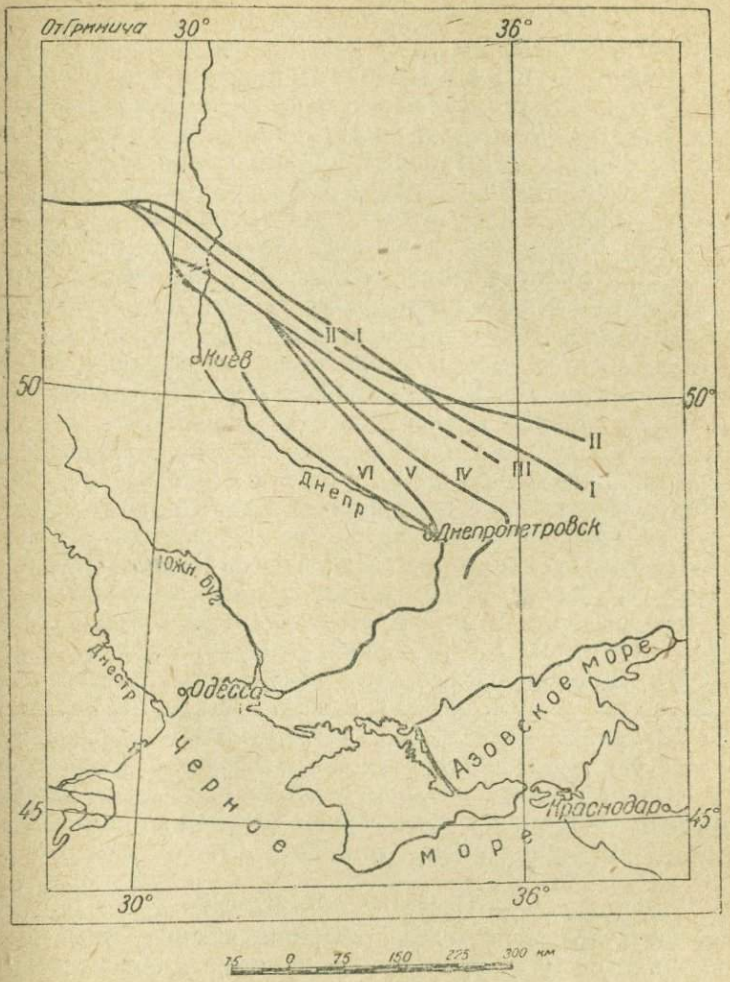
Конец каменноугольного периода и начало пермского характеризуются снова появлением обломочного материала, а затем распадом морского бассейна на соленые лагуны и озера. Процесс шел по всей площади впадины и сопровождался отложением поваренной соли, гипса и ангидрита. После этого началось накопление красноцветных материалов в условиях пустынной равнины.

Конец палеозоя в Донецкой впадине ознаменовывается крупным событием — складкообразованием осадков, отложившихся в геосинклинали: создается небольшой горный хребет. В связи с его возникновением появляются следы магматической деятельности — по южной окраине складчатого сооружения изливаются ультраосновные породы, местами образуются покровы лав, а немного южнее в соседних докембрийских породах — прорывы щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов. К тому же времени следует отнести рудообразование в Нагольном кряже и у Никитовки. Вполне очевидно, что прогибание геосинклинали связано было с появлением магматических очагов, которые в эпоху складчатости были выжаты вверх, образуя покровы, жилы и дайки.

Таким образом, в конце палеозоя возникли донецкие складки, которые были прижаты к краю Азовско-Подольской глыбы; этому сопутствовали разрывы и чешуйчатые надвиги на южной окраине Донецкого бассейна. Складки заходили на север до оси современной Донецкой впадины, к востоку, вероятно протягивались в сторону Каспия, а к западу вытягивались длинным пучком, постепенно замирая при подходе к докембрийскому фундаменту.

Разрушение этой складчатой страны дало материал для континентальных отложений триаса и начала юры. Начиная с середины пермского периода, до середины лейаса на месте былой геосинклинали и складчатого сооружения водворилась суша, причем структура земной коры снова изменилась, превратившись из геосинклинали в платформу; последняя, однако, как показывают дальнейшие события, имела еще очень гибкий характер. Эта гибкость приводит к новому прогибу впадины, благодаря чему в нее входит лейасовое море, отлагающее глинистый материал. Изучение характера юрских образований указывает на колебание береговой линии, обусловившее появление песчаных пород и даже конгломератов, как это имело место, например, в байосе. В бате колебания морского дна вызывают частичное осушение залива. Первая половина верхнеюрской эпохи характеризуется отложением карбонатных осадков, что приводит в конце концов к образованию коралловых известняков, вероятно, в связи с сообщением с Западной Европой через опустившийся Полесский мост, а также под влиянием теплых вод, шедших с Кавказа. Обломочный материал в мальме с суши, очевидно, не поступал: она была очень сильно понижена к этому времени, а главная речная артерия, повидимому, существовавшая на оси впадины, была полностью затоплена морем. Портландский век соответствует возобновлению тектонических проявлений во впадине (андийская фаза). Так как давление на эту сравнительно гибкую часть платформы встретило сопротивление со стороны донецких складок, то напряжение разрешилось возникновением куполообразных складок, на форму которых повлияло выжимание пермских соляных штоков. Эта складчатость имела слабый пост-орогенный характер и сопровождалась излияниями диабазов, а также образованием надвигов в самом палеозойском массиве. Андийское складкообразование явилось отзвуком гораздо более мощной титонской складчатости в Крыму и в особенности на Кавказе. В связи с указанными движениями стоит полное удаление моря из Донецкой впадины, так что в течение всей нижнемеловой эпохи она располагалась выше уровня моря. В это время ось впадины несколько сместилась к юго-западу, что ставится в связь с эрозионной деятельностью «древнего Днепра» — реки, которая вытекала с Полесского моста и проходила к северу от донецких складок (фиг. 27). В альбе впадина заливается морем (к упомянутой эпохе в настоящий момент относят нижнюю часть песков, залегающих в основании верхнемеловой толщи); это указывает на погружение впадины и на опускание ее северо-западного конца, так что трансгрессия захватывает бассейн Сожа и Десны. В верхнемеловое время вся впадина целиком погружается под уровень моря, причем в начале отлагаются песчаные осадки, а затем карбонатные, с некоторой примесью кремнезема в сантоне. Параллельно с этим происходит значительное

прогибание Донецкой впадины, тогда как южная часть донецких складок не затрагивается этим движением. Интересно отметить, что в это опускание вовлекается и Воронежская глыба, только оно оказывается здесь значительно меньшим.



Фиг. 27. Схема истории Днепра.

Верхнемеловая трансгрессия захватывает западную часть Азовско-Подольской глыбы, остальная же ее территория не испытывает погружения, что явственно свидетельствует о большой ее жесткости.

Самый конец мелового периода и начало палеогена характеризуются общим поднятием и осушением впадины: с ними связаны сбросы и подъемы по северной окраине Донецкого бассейна, которые описывают Шатский и Попов. Мы находим здесь пологие складки, сбросы и надвиги в самом теле каменноугольного массива. Эти явления соответствуют ларамийской фазе складчатости. Указанные дислокации имели место на стыке меловых и каменноугольных

отложений и поэтому выразились различно: первые изогнуты и слабо разорваны, а вторые разбиты системой глубоких расколов.

С концом палеоцена возобновляется прогибание впадины; однако, оно носило несколько иной характер по сравнению со сходным процессом верхнего мела—опускание впадины было сравнительно небольшим: отлагаются мощные толщи песчаных образований, и только в киевское время дело доходит до отложения синеватых илистых пород. С конца эоцена начинается обратный процесс: палеогеновое море, заливавшее всю впадину, донецкие складки и Воронежскую глыбу, мелеет, но распространяется шире — впадина делается более пологой. Наконец, море совершенно исчезает из нее, замещаясь мощными континентальными песчаными накоплениями. В палеогене, когда Причерноморская впадина прогибается, с ней одновременно опускается и северо-восточная часть Азовско-Подольской глыбы; благодаря этому эоценовое море заливает среднюю часть глыбы; то же происходит и в олигоцене. Эоценовое и олигоценовое море отлагает на поверхности глыбы мелководные осадки— глины и пески. В конце палеогена снова возобновляются тектонические движения в Донецком бассейне, выражающиеся в образовании надвигов карбона на палеоген.

В среднем и верхнем миоцене края Азовско-Подольской глыбы погружаются под уровень моря в связи с общим прогибом Причерноморской впадины. Море занимает и западную, и южную окраины, а в сармате проникает вдоль Днепра вплоть до бассейна р. Самары. По мнению некоторых геологов, неоген и четвертичное время характеризуются разработкой долины Днепра, постепенно сдвигающегося к юго-западу и ныне протекающего по самой юго-западной окраине впадины. В это же время вследствие поднятия донецких складок и проникновения неогеновых морей в район днепровских порогов Днепр получает сток не вдоль ее оси, а на юг к Черному морю.

В четвертичном периоде она захватывается оледенением только частично в связи с существованием Среднерусской возвышенности. В современном рельефе впадина как определенный тектонический элемент отражается на юго-восточном направлении среднего течения Днепра, Северной Двины и Дона.

9. Полезные ископаемые

Азовско-Подольская глыба содержит значительное количество полезных ископаемых, происхождение которых обусловлено магматической деятельностью, частично же связано с древнейшим осадкообразованием; ж е л е з н ы е р у д ы развиты в архее у Корсак-могилы, а в протерозое в Кривом Роге в виде красного железняка. Эти руды представляют собою основу металлургии Украины и имеют громадное значение для народного хозяйства Союза благодаря близости их к донецкому углю и источнику дешевой энергии, добываемой на Днепровской гидростанции. По Бугу залегают весьма важные м а р г а н ц о в ы е р у д ы, а в гнейсах широко распространен графит. Продукты выветривания кристаллических пород дают очень большое количество к а о л и н а . Силурийские ф о с ф о р и т ы вымыты сеноманским морем и образуют скопления шаров на контакте верхнего мела и силура в Подолии. К олигоцену нижнего течения Днепра приурочены богатые м а р г а н ц о в ы е руды.

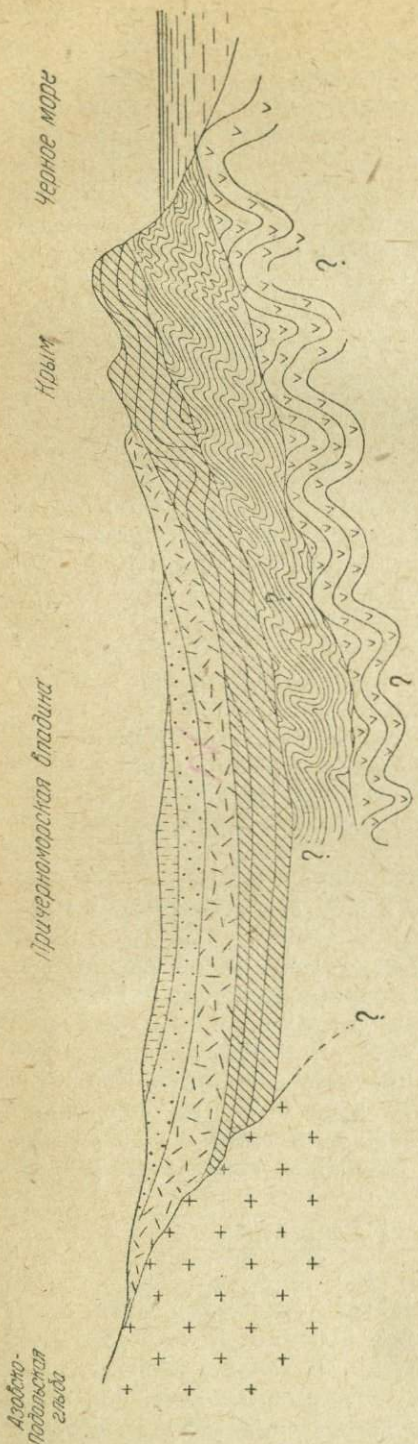
Приведенный выше для Донецкой впадины ход событий отличающийся весьма своеобразным характером, дает право ожидать достаточно оригинального подбора полезных ископаемых. Действительно, постоянные мелкие колебания Донецкой геосинклинали, распространявшиеся на весьма значительные пространства, привели в условиях влажного климата на низких побережьях к образованию каменного угля. Повторное появление подобных условий создало громадную общую мощность угленосной свиты, хотя отдельные ее пласты и не достигают особо большой мощности. Частота угольных прослоев делает запасы угля громадными, а резкая складчатость выводит большую часть их на поверхность и тем самым облегчает их эксплоатацию. Та же складчатость обусловила существование в Донецком бассейне различных сортов угля — спекающихся, длиннопламенных, тощих и антрацита; последний возник в результате динамометаморфизма и представляет уголь с 95% содержания углерода, но без способности спекаться в кокс. Современные разведочные работы позволяют расширить практическую угленосную площадь на север, запад и восток, что составляет проблему «Большого Донбасса». Донецкий орогенез вызвал внедрение в каменноугольные отложения рудных жил; мы находим у Никитовки ртутные руды, а в Нагольном Кряже — руды свинца, цинка и серебра. Это все — результат одного и того же процесса геосинклинальной жизни Донецкой впадины. Отступание каменноугольного моря сопровождается, как и всюду, образованием громадных залежей каменной соли и гипса (Артемовск), в недавнее время открытых также вблизи Ромен. В последнее время в западной части Донецкой впадины была найдена нефть в районе развитых там соляных куполов. Юрская трансгрессия не дает нам полезных ископаемых, зато верхнемеловая предоставила нам богатые залежи фосфоритов — у Новгорода-Северска и громадные запасы мела — Белгород. Среди палеогеновых образований отметим бурые угли полтавского яруса и каолины Черниговской области.

Помимо этих полезных ископаемых, связанных собственно с впадиной, отметим наличие в области Воронежской глыбы железных руд, выраженных в виде скоплений магнитного железняка среди протерозойских кварцитов и обусловливающих резкую Курскую магнитную и гравитационную аномалию. Залегание их в центре страны на глубине от 200 до 600 *м* от поверхности дает возможность развернуть здесь мощную металлургическую промышленность; к ее созданию уже в настоящее время приступлено.

VIII. ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

1. Тектоника

Причерноморская впадина представляет собою длинную полосу развития неогеновых отложений, частью перекрытых четвертичными породами, частью же еще залитую морем. На западе, уже за пределами СССР, а именно на территории Румынии и Польши, она переходит в Прикарпатскую впадину, которая отделяет Азовско-Подольскую глыбу от альпийских складок Карпатской дуги. На юге она отделяет Азовско-Подольскую глыбу от мачинских складок Добру-



Фиг. 28. Гипотетическая тектоническая схема Причерноморской впадины.

1 — четвертичные отложения; *2* — плиоцен; *3* — миоцен; *4* — юра, мел и палеоген; *5* — таврическая формация (триас-лейас); *6* — палеозой; *7* — докембрий.

джи, расположенных на территории Румынии в устьевой части Дуная, и Крымских гор. В восточной своей части она образует Северо-кавказскую равнину и затем сливается с Прикаспийской впадиной. Таким образом, на севере Причерноморская впадина ограничена Азовско-Подольской глыбой и донецкими складками, составляя периферическую часть Русской платформы. Между устьем Дуная и Крымом впадина залита водами Черного моря, восточнее же Крыма на ней целиком помещается Азовское море и Сиваш. Характер залегания слоев в указанной впадине спокойный: они спускаются с Азовско-Подольской глыбы, погружаются на значительную глубину и снова появляются в северных предгорьях Крыма и Кавказа. Только на Керченском и Таманских полуостровах развита довольно сложная складчатость в виде системы широтных брахиантиклиналей, тесно связанных с общей тектоникой Крымско-Кавказской зоны. Об этом оригинальном районе мы будем говорить впоследствии.

Чем сложен фундамент Причерноморской впадины, сказать очень трудно. Фак-

ты говорят следующее: докембрийские породы с севера быстро уходят на юг на огромную глубину и более уже не появляются на поверхность; с другой стороны, по ее южной окраине впадины из-под неогеновых отложений выступает слабо-складчатый палеоген и мезозой, что мы отчетливо видим в Крыму и по северному склону Кавказа. Таким образом, докембрий и складчатый мезозой и палеоген должны где-то соприкасаться под неогеновым покровом впадины. Имеется ли под ней на обширном пространстве докембрийский фундамент, нам неизвестно. Вполне возможно, что под слабо складчатым мезозоем располагается какое-нибудь складчатое палеозойское (возможно герцинское) сооружение (фиг. 28); о последнем говорят массовое накопление обломочных пород в карбоне Донецкого бассейна и характер девона того же района. В таком случае не представляется невероятным, что здесь существовала герцинская горная цепь, следы которой мы ясно видим на Кавказе и в Келецко-Сандомирском кряже. Возможно, что здесь присутствуют складки и более молодые, например, киммерийские, существование которых мы хорошо знаем в Добрудже и которые очень ясно наблюдаются в Крыму. Подобная структура объяснила бы очень большую подвижность Причерноморской впадины. В современном своем виде она представляет собою типичное предгорное опускание, происхождение которого полностью увязывается с поднятиями альпийской складчатости нашего юга.

В конечном счете Причерноморская впадина является частью докембрийского фундамента платформы и герцинской складчатой зоны, переработанных альпийским орогенезом, благодаря чему она имеет местами характер геосинклинального образования.

2. Мезозой и палеоген

В Причерноморской впадине мел опущен очень глубоко и выходит на поверхность только по южной окраине Донецкого бассейна. Кроме того, мел прощупан скважинами в Таганроге и близ Новочеркасска. В степном Крыму верхний мел слагает вал широтного простирания в районе Тарханкута.

Палеоген спускается с Азовско-Подольской глыбы в Причерноморскую впадину, где под мощным покровом неогена скважины прослеживают его вплоть до Черного моря и Крымских гор. В районе Мелитополя под неогеном залегают зеленоватые пески и глины, вероятно, харьковские; под ними располагаются синеватые глины киевского типа. Еще ниже были встречены серые пески с прослоями черных глин; их можно параллелизировать с бучакскими слоями. Таким образом, в нижнем течении Днепра палеоген имеет характер, сходный с тем, которым он отличается и на остальной площади Украины. Иначе дело обстоит в Николаеве, где в эоценовых песках были встречены нуммулиты; в Кишиневе бурение обнаружило пласт песчаника и известняка с нуммулитами. Мы отмечаем эти факты потому, что они дают указание на постепенный переход украинской песчано-глинистой фации в известковую фацию Крыма; одновременно с этим появление нуммулитов свидетельствует о более теплой воде моря в этом районе, так как эти простейшие в северных морях не встречаются.

В районе к северу от Крыма и Кавказа олигоцен сложен мощными толщами темных глин майкопской свиты, обычно лишенных ископаемых, так как эти отложения являются осадками бассейна, сходного с современным Черным морем и отличавшегося большим содержанием в воде сероводорода.

Нам остается только познакомиться с развитием палеогена по долине Маныча, где палеоген имеет характер, переходный между его развитием в Поволжье и тем, какое представлено на Кавказе. Палеоген занимает обширные площади по краям ергенинского плато; здесь развиты темные глины очень большой мощности (200 — 250 *м*), представляющие непосредственное продолжение темных глин Волго-Донского водораздела, которые мы сопоставляли в их нижней части с харьковским ярусом, т. е. с нижним олигоценом. С другой стороны, как мы об этом упоминали выше, в предгорьях Крыма и Кавказа залегают крайне мощные майкопские глины, верхние части которых соответствуют нижнему миоцену. В настоящее время довольно ясно, что все эти глинистые породы образуют один и тот же стратиграфический горизонт, а именно олигоцен и на юге — нижний миоцен. Постель этих глин в Ергенях и по Манычу не выходит нигде на поверхность, но скважинами в Элисте и других пунктах Калмыцкой АССР под этими глинами вскрыты мергеля с фораминиферами, как об этом сообщил Голынец. По его мнению, указанный горизонт относится к эоцену, соответствуя мергелистым глинам и мергелям киевского яруса. Забегая вперед, укажем, что по северному склону Кавказа широко развиты «фораминиферовые мергеля», лежащие ниже майкопских глин, которые обычно относят к эоцену. Таким образом, калмыцкие скважины дают очень интересный материал, касающийся связи северного типа развития палеогена с южным, указывая на существование между ними переходных звеньев вроде тех, которые добыты бурением в Николаеве и в Кишиневе.

3. Стратиграфия неогена

Неоген занимает громадное пространство на юге Русской платформы, распространяясь на всю Причерноморскую впадину, из которой он переходит на предгорья Крыма и Кавказа; кроме того, неогеном покрыта вся западная часть Азовско-Подольской глыбы.

Неоген нашего юга имеет очень сложное строение, будучи памятником ряда разнообразных палеогеографических изменений, которые испытала предальпийская полоса опусканий, где друг друга сменяли морские, солоноватоводные и пресноводные бассейны.

Стратиграфия неогена изучалась рядом выдающихся геологов (Синцов, Андрусов, Богачев, Михайловский, Григорович-Березовский), из трудов которых особое значение имеют работы Андрусова, положившего основание стратиграфии запутанных неогеновых отложений. В последнее время неогену посвящены работы Архангельского, Губкина, Эберзина, Меннера, Шатского, Вассоевича и др. Палеонтологические данные в виде сборников таблиц многочисленной неогеновой фауны даны Давиташвили.

В миоцене мы различаем 1-й и 2-й средиземноморские ярусы с рядом горизонтов, сарматский и меотический ярусы.

1-й средиземноморский ярус на нашем юге выражен сравнительно плохо. Об его присутствии можно судить по тому, что поверх майкопских глин в южных, прикавказских, частях впадины залегают глины с мергелистыми прослойками, заключающими *Pecten denudatus*, *Ostrea cochlear* и другие формы, характерные для верхов 1-го средиземноморского яруса Венского бассейна. Архангельский подчеркивает, что отсутствие перерыва между этими слоями, получившими название тарханского горизонта, и майкопской свитой, уходящей до нижнего олигоцена, говорит о непрерывном осаждении в течение всего олигоцена и начала миоцена вплоть до образования слоев с *P. denudatus*. Иными словами, вся остальная часть 1-го средиземноморского яруса включена в однообразную свиту майкопских глин, в которых выделить отдельные горизонты за отсутствием фауны не представляется возможным. Тарханские слои развиты на Керченском и Таманском полуостровах; кроме того, они имеются и в районе Никополя, где они покрывают марганцовые руды.

2-ой средиземноморский ярус состоит из чокракского, караганского и конкского горизонтов и широко распространен по южной части Причерноморской впадины, а также в западной половине Азовско-Подольской глыбы. Лучшие разрезы среднего миоцена имеются на Керченском полуострове, и поэтому мы будем главным образом основываться на этом районе.

Чокракский горизонт составляет основание 2-го средиземноморского яруса и развит в виде двух фаций: западнее Керченского полуострова залегают ракушечные известняки, мшанковые рифы, пески и песчаники с богатой и разнообразной фауной моря с нормальным соленым режимом (*Lucina Dujardini*, *Ervilia trigonula*, *Corbula gibba*, *Trochus chokrakensis*). Мощность отложений этого типа не превышает 20—30 *м*. В районе бассейна Кубани и Терека, а также вдоль Маныча чокракские слои представлены серыми глинами в несколько сот метров мощности, которая падает в северном направлении. Здесь из фауны мы встречаем лишь планктонные организмы, из которых наиболее распространен крылоногий моллюск *Spirialis*. Эта фация очень близка к фации майкопской свиты и свидетельствует, по Архангельскому, о ненормальном солевом режиме и явлении сероводородного заражения бассейна.

Караганские слои распространены шире чокракских, но в фациальном развитии повторяют только что указанные соотношения. На Керченском полуострове их мощность достигает 100—150 *м*. Фауна беднее чокракской, причем особенное распространение приобретает брюхоногое *Spaniodontella*, по имени которого эти слои иногда называют «спаниодонтовыми»[1].

Конкский горизонт распространен на еще большем пространстве: слои этого возраста встречены на Ергенях к югу от Сталинграда (Тингута), они занимают всю южную окраину Азовско-Подольской глыбы и заходят вдоль Днепра до бассейна Самары. Распределение фаций очень сильно напоминает чокракское; фауна,

[1] Название «спаниодонтовый» происходит от прежнего названия *Spaniodon*; оно было изменено в *Spaniodontella*, когда выяснилось, что прежнее название уже ранее употреблено было палеонтологами для обозначения совершенно иных представителей животного мира.

будучи богаче караганской, очень близко стоит к чокракской — *Spirialis*, *Corbula gibbi*, *Ervilia trigonula*. Кроме того, здесь присутствуют многочисленные *Pholas*, откуда происходит иногда встречающееся название «фоладовые» слои. Северная граница чокракских слоев примерно совпадает с линией Аккерман — Херсон — Перекоп — Ейск — южная оконечность Ергеней; конкские же слои достигают до среднего течения Буга, Вознесенска, Днепропетровска, верховьев р. Самары, Орехова, Бердянска, Новочеркасска и Сталинграда.

На северо-западе, в районе западной части Азовско-Подольской глыбы, опущенной по направлению к Прикарпатской впадине, в среднем миоцене нельзя различить указанных выше горизонтов. Мы имеем здесь очень сложные фациальные взаимоотношения, выражающиеся в том, что на востоке близ выходов кристаллических пород развиты прибрежные породы — пески, песчаники, местами бурые угли. К западу они сменяются литотамниевыми и мшанковыми известняками: последние слагают своеобразный кряж меридионального простирания в районе Каменец-Подольска — «толтры», представляющий собою длинный риф. Среди этих известняков встречаются *Ostrea digitalina*, *Pecten gloria maris*, *Cardita Jouanetti*, *Corbula gibba*, *Cassis saburon* и другая фауна 2-го средиземноморского яруса. Кверху указанные породы переходят в бугловские слои, связывающие их с сарматскими отложениями. В этом районе средний миоцен лежит непосредственно на верхнем мелу.

Сармат залегает либо на конкских слоях, либо на различных более древних породах. Его распространение в общем совпадает с площадью, занятой конкскими слоями. В этом ярусе обычно выделяют три фаунистических горизонта, из которых нижний определяется присутствием *Ervilia podolica* и *Cardium protractum*, средний — *C. obsoletum* и *Mactra podolica*, а верхний *M. caspia*. В сармате фауна имеет однообразный характер в связи с превращением открытого моря в огромное замкнутое озеро-море. Здесь отсутствуют *Pecten*, *Corbula*, *Spirialis* и другие стеногалинные формы. При этом эти последние еще доживают свой век в нижнем сармате, средний характерен типичной солоноватоводной фауной, а в верхнем сармате фауна имеет резко обедненный характер.

На крайнем западе сармат слагает кряж «Толтр», причем рифы построены серпулами и мшанками. К востоку в нижнем сармате (30 *м*) развита песчано-глинистая фация, переходящая в прибрежные ракушечники, мергеля и пески. Эти породы лежат на бугловских переходных слоях. Средний сармат сложен рифовыми и обломочными известняками, кроющимися песчано-глинистой толщей (40—50 *м*). Верхний сармат здесь отсутствует. Ближе к Одессе и Херсону сармат представлен полностью и состоит обычно из известняков, переходящих к северу в прибрежные и пресноводные отложения. Подобное развитие сармат имеет вдоль Днепра и в Крыму. На Керченском полуострове залегает толща глин в 500 *м* мощности с прослоями мшанковых рифов. К северу от Кавказа сармат представлен также в глинистой фации и достигает еще большей мощности.

Меотические породы занимают меньшие пространства, чем сарматские; они так же, как и последние в Предкавказье, выражены мощными глинами, к западу же от Керченского полуострова—

мелководными раковинными и оолитовыми известняками (50—80 *м*). К западу от Днепра они отделены от сармата перерывом в отложениях, так как верхние части толщи представлены пресноводными образованиями. Здесь нет также и верхней части мэотических слоев. К Одессе и западнее карбонатная фация переходит в глинистую, одновременно мощность мэотиса возрастает до 100 *м*. Севернее— у Тирасполя и Ананьева — морские отложения замещаются песками с фауной млекопитающих (*Hipparion*, *Mastodon longirostris*, *Machairodus* и колоссальный *Dinotherium*).

Фауна мэотического яруса представлена внизу *Modiola volhynica* и *Dosinia maeotica*, вверху же *Congeria novorossica*. Нужно отметить, что в нижней части мэотиса встречаются формы средиземноморского типа; присутствие же *Congeria* указывает на резкое опреснение.

Плиоцен начинается понтическим ярусом; его отложения распространены шире мэотических и заходят в район днепровских порогов, на северное побережье Азовского моря и в Прикаспийскую впадину. Мы имеем в понте одесский и кавказский типы развития; первый представлен желтоватыми пористыми известняками (10 *м* мощности); севернее, у края Азовско-Подольской глыбы, развиты песчаные отложения. В районе Керченского полуострова существуют «фалени» — рыхлые скопления раковин мелководной полосы моря. Восточнее, к северу от Кавказского хребта, мы снова встречаем глинистую фацию и большую мощность отложений. Понтическая фауна имеет солоноватоводный характер и даже частью пресноводный, напоминая современную каспийскую. Отметим из понтических форм *Congeria novorossica*, *Limnocardium Odessae* и пресноводные (*Unio*, *Paludina*, *Planorbis*). Среди глубоководных глин часто встречается крупное брюхоногое *Valenciennesia*. Понтические слои в Предкавказье лежат непосредственно на мэотисе, западнее же они имеют резко трансгрессивное залегание и несут в основании следы размывания и перерыва в отложениях.

Верхний плиоцен состоит из мало распространенных в Причерноморской впадине солоноватоводных и пресноводных образований, развитых главным образом на Керченском полуострове и на восточном побережье Азовского моря. На понтических отложениях залегают киммерийские слои, в основании которых на Керченском полуострове располагаются пласты бурых железняков (10 *м* мощности) — «рудные слои», кроющиеся глинами и песками. Восточнее заметен переход в глинистую фацию с конкрециями сферосидеритов. Общая мощность киммерийских слоев 40—60 *м*. Они заключают *Didacna panticapaea*, *Cardium acardo*.

Куяльницкие слои развиты в окрестностях Одессы, где они залегают во впадинах, вырытых реками среди понтических и мэотических слоев. Они представлены песками с *Monodacna vulgaris* в сообществе пресноводных форм. Подобные же отложения имеются по обеим сторонам Керченского пролива, где среди них встречаются представители акчагыльской фауны (*Cardium dombra* и др.), что указывает на кратковременную связь каспийского и черноморского бассейнов и дает возможность сопоставить развитие плиоцена в обоих бассейнах; ранее это не удавалось.

После перерыва в отложениях на Керченском полуострове залегают чаудинские слои с *Didacna crassa, D. Chaudae, Dreissensia polymorpha*. К верхнему плиоцену относятся также континентальные образования степного Крыма и бассейна Буга; в первых из них мы встречаем фауну млекопитающих (*Mastodon arvernensis*, *Hipparion* и *Elephas meridionalis*), во вторых — пресноводные отложения, особенно широко развитые в Бессарабии и Румынии, заключающие ряд горизонтов с *Unio* и *Paludina* и местами соответствующие всему верхнему плиоцену (дакийский ярус). В районе Одессы куяльницкие слои покрыты пресноводными левантинскими породами, отвечающими самому концу плиоцена.

4. Четвертичный покров

Весь юг Русской платформы, вплоть до Крыма, покрыт тремя горизонтами лёсса. Кроме того, мы имеем горизонт красно-бурых глин, развитых в районе, прилегающем к Азовскому морю; предкавказская равнина и бассейн Маныча покрыты крайне мощной толщей суглинков и лёссовидных пород, а также аллювиальных отложений бассейна Кубани. Последние страницы истории южных частей Причерноморской впадины связаны со сложной историей Черного моря, по берегам которого присутствуют различные морские и полупресноводные образования. Согласно нашему плану мы о четвертичных породах только упоминаем, так как их подробное рассмотрение завело бы нас слишком далеко в сторону.

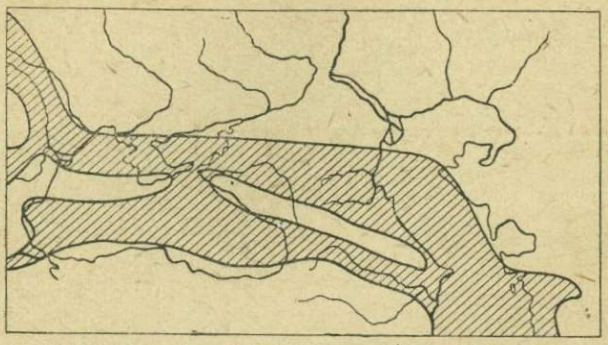
5. История развития

Судьба Причерноморской впадины в палеозое нам неизвестна: очень возможно, что она была покрыта верхнепалеозойским морем, как об этом свидетельствуют данные по Крыму, Кавказу и Добрудже. Не менее вероятно и наличие в описываемой области герцинской складчатости, несомненно, имевшей место в Добрудже и Крыму. Далее следует предположить морское покрытие впадины в юре и мелу, когда происходило, вероятно, интенсивное прогибание впадины как отзвук крупных киммерийских и андийских движений Крымско-Кавказской области.

Осадкообразование в Причерноморской впадине в палеогене очень близко напоминает то, что мы имели на Азовско-Подольской глыбе. В южных частях впадины мы видим переход из песчано-глинистой фации в мергелисто-известняковую — нуммулитовые известняки на западе и фораминиферовые мергеля на востоке. Одновременно с этим наблюдается южное влияние, что выражается в появлении нуммулитов, свойственных эоценовому Тетису.

В олигоцене в южной части впадины намечается мощное опускание, что вызывает у нас представление о переходе к геосинклинальным условиям накопления осадков в усиленно прогибающейся предгорной впадине. Здесь возникают своеобразные условия гидрологического режима этих бассейнов. Погружение отдельных котловин ведет к изолированию их от общих морских поверхностных течений, благодаря чему глубокие части бассейнов беднеют кислородом и, наоборот, обогащаются продуктами распада организмов

в условиях восстановительной среды — воды насыщаются углеводородами и водородом, который в связи с распадом белкового вещества дает сероводород. Вот, почему все глинистые породы олигоцена и миоцена отличаются отсутствием глубоководных организмов. На юге режим моря с сероводородным заражением продолжался в течение всего 1-го средиземноморского века; на западе море не касалось Азовско-Подольской глыбы. Среднемиоценовый бассейн захватывает западную часть ее окраины и протягивается вдоль се-

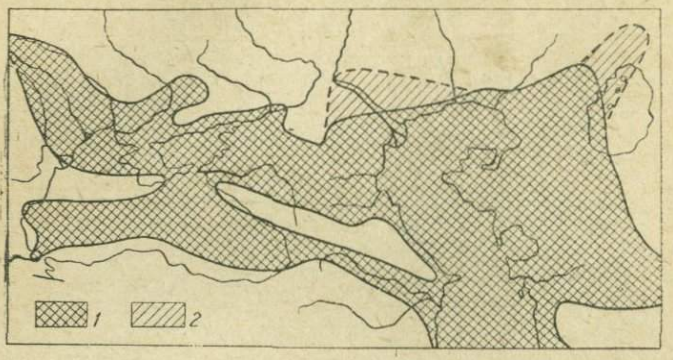


Фиг. 29. Бассейн чокракского века.

верного побережья Черного моря, через Керченский и Таманский полуострова в бассейн Кубани и Маныча (фиг. 29). То был бассейн с очень различными условиями в разных своих частях. На западе протягивался меридиональный риф, построенный литотамниевыми водорослями и мшанками, к востоку от него мы находим песчано-глинистые и мергелистые фации со сложными взаимоотношениями. На юге вплоть до Керченского полуострова море было мелкое с преобладающим карбонатным осаждением. Наконец, на востоке, в непосредственной близости к Кавказу, продолжала существовать глинистая фация с сероводородным заражением. Море имело нормальную соленость и было населено богатой фауной, которая, однако, отсутствовала в районе глинистой фации Предкавказья. Так дело обстояло в чокракское время; в караганское время впадина, занятая морем, расширилась, но фауна сделалась беднее. Трансгрессия продолжалась и в конкское время, когда море полностью пересекло Азовско-Подольскую глыбу и распространилось далеко к северу вдоль Ергеней, причем фауна снова сделалась значительно богаче и разнообразнее. Среднемиоценовый бассейн со средиземноморской фауной без всякого перерыва перешел в сарматское озеро-море. Это нужно толковать так, что в области Альп благодаря поднятиям произошло осушение рукава, соединявшего тогдашнее Средиземное море с морем бассейна Дуная и Галиции. В Причерноморской впадине это отразилось постепенным отмиранием стеногалиновых элементов фауны, в которой остались только такие формы, которые могли приспособиться к пониженной солености бассейна; последняя произошла от того, что сарматский бассейн, оторвавшись от мирового океана, стал постепенно опресняться впадавшими в него реками. Приспособлявшиеся формы начали усиленно развиваться в солоноватоводной среде сарматского озера-моря, а затем под влиянием весьма зна-

чительного опреснения, имевшего место в конце сармата, стали усиленно вымирать.

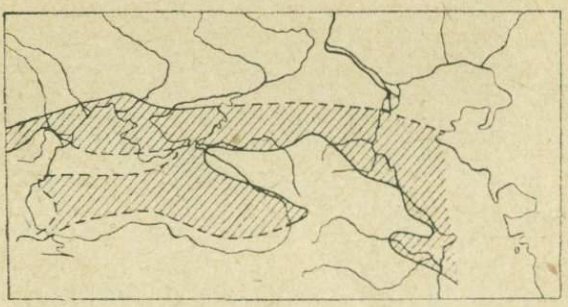
Сарматское море залило еще большее пространство, чем конкское, и только в районе Маныча оно сократилось, захватывая лишь южную оконечность Ергеней (Чалон-хамур) (фиг. 30). Это свидетельствует о том, что впадина сделалась положе; при этом опустились



Фиг. 30. Бассейн конкского и нижнесарматского века.

1 — область, в которой известны как конкские, так и нижнесарматские отложения; *2* — область, в которой известны только конкские отложения.

также и периферия Азовско-Подольской глыбы, и южная часть донецких складок. В западной половине озера-моря отлагались органогенные осадки, а в восточной — главным образом глинистые. На крайнем западе продолжал формироваться толтровый риф.

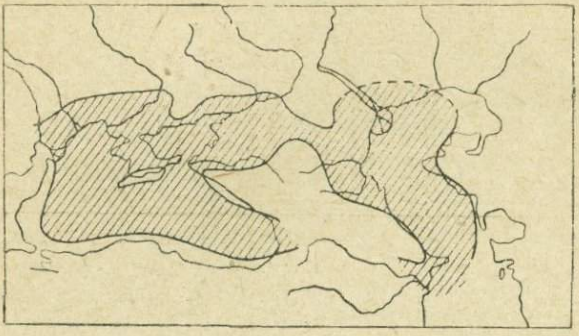


Фиг. 31. Бассейн мэотического века.

Мэотический век отличался весьма неспокойным положением земной коры. В начале его впадина по краям поднимается, что вызывает резкое сокращение озера-моря. Это явление следует сопоставить с весьма крупными орогеническими движениями на Кавказе. Далее следует опускание и расширение площади, занятой морем. К концу мэотиса море снова сокращается и при этом резко опресняется (фиг. 31).

Колебательные движения земной коры, обусловленные орогеническими проявлениями в Альпийской складчатой зоне, продолжаются и в плиоцене. Вначале имеет место погружение, вызывающее расши-

рение бассейна, который продолжает оставаться очень мало соленым; это мы очень хорошо видим по массовому присутствию в отложениях чисто пресноводных форм, как это имеет место и в современном Каспийском море. В то время как в понтическом озере-море, в западной его части, отлагались мелководные ракушечники и ракови-



Фиг. 32. Бассейн понтического века.

нные известняки, восток его продолжал находиться в условиях длительного прогибания с глинистым осадкообразованием. Особенностью понтического века (фиг. 32) является сильное сужение моря в бассейне Маныча, чем определяется его дальнейший распад на два бассейна — черноморский и каспийский. Этот процесс связан с меридиональными поднятиями черноморско-каспийского водораздела на Кавказе и Ергелях. В конце понта имели место поднятия складок на Керченском полуострове, причем в синклиналях продолжали отлагаться осадки без какого-либо перерыва.



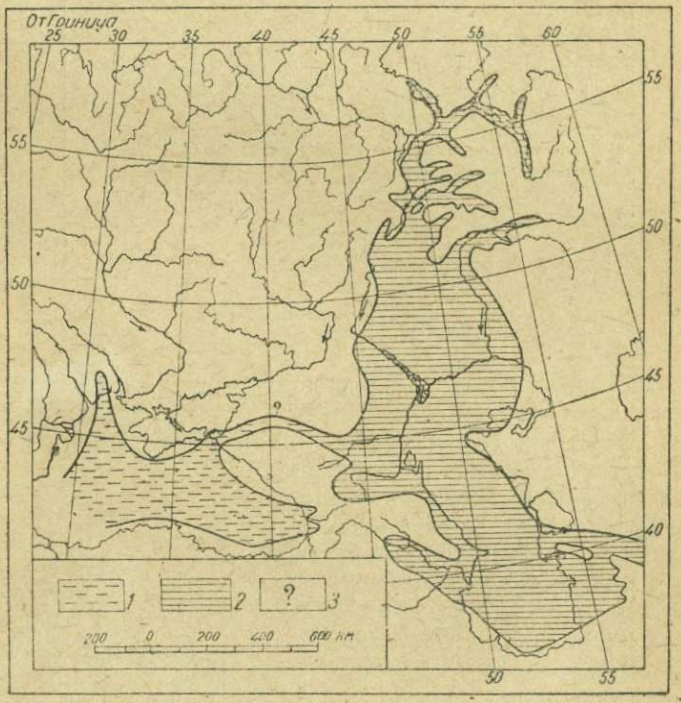
Фиг. 33. Киммерийский бассейн.

В киммерийское время произошло разобщение единого озера-моря на два — черноморское и каспийское, причем котловина первого из них занимается полупресноводным мелким бассейном, имевшим свои берега внутри современного Черного моря, и только на северо-востоке море заливало западную часть северо-кавказской степи (фиг. 33).

В куяльницкое время дело обстояло почти так же, но море зашло в сторону Одессы, куда киммерийский бассейн не проникал. Все эти бассейны заполняли постепенно опускавшуюся черноморскую котловину. Крупные погружения в каспийской впадине привели акчагыльское море в соприкосновение с куяльницким бассейном (фиг. 34), причем фауна указанного моря иммигрировала в северо-восточные части последнего, не распространяясь далее из-за слишком малой солености бассейна. Соединение куяльницкого бассейна с акчагыльским, указывающее на прогибание, продолжалось очень недолго и сменилось явлением противоположного характера — море

сильно отступает вглубь черноморской котловины. Наконец, в конце плиоцена мы видим снова возникновение полупресного чаудинского бассейна.

Обращая внимание на историю неогеновых морей в Причерноморской впадине, мы видим, что в начале миоцена было значительное сокращение моря, затем нарастание трансгрессии до конца сармата, когда имело место кризисное состояние моря: колебания были очень



Фиг. 34. Куяльницкий и акчагыльский бассейны.

значительны, соответствуя орогенезу на Кавказе. Потом море снова расширяет свои владения, образуя понтический бассейн, который вскоре распадается на каспийский и черноморский. Насколько в миоцене мы видим опускание впадины, настолько в плиоцене ясно обозначается тенденция к поднятию; дальнейшая история впадины— это непрестанное понижение и повышение уровня моря, которое троекратно вступает в связь со Средиземным морем при постоянном погружении черноморской котловины.

История неогеновых бассейнов — это крайне поучительный рассказ об образовании предгорной впадины и постепенном ее поднятии в связи с нарастающей складчатостью. Здесь мы видим ясную картину того, как отражается орогенез на жизни соседних бассейнов, которые то представляют собою узкие полосы, то расширяются, то снова суживаются, распадаются на отдельные водоемы, причем море с нормальной соленостью сменяется пресноводными или полупресными бассейнами.

6. Полезные ископаемые

Неогеновые отложения заключают мало полезных ископаемых в Причерноморской впадине. Отметим наличие на Керченском и Таманском полуостровах признаков нефти, как об этом свидетельствуют многочисленные грязевые вулканы; появление их связывается с наличием нефтяных газов. Киммерийские отложения Керченского полуострова очень богаты бурыми железняками, дающими сырье для завода им. Войкова в Керчи; среди понтических слоев мы имеем мягкий строительный камень — одесский известняк.

IX. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

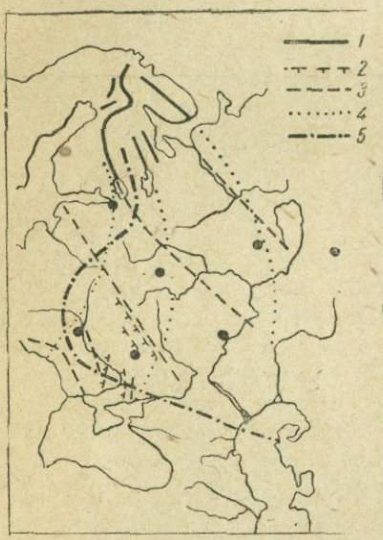
1. Общий характер фундамента

Русская платформа, как и всякий тектонический элемент того же характера, состоит из глубинного основания (Tiefbau) и осадочного покрова (Oberbau). На основе изложенного выше фактического материала мы видели, что, вообще говоря, она имеет фундамент из докембрийских кристаллических пород, которые только на ее северо-западе выходят на обширной площади на поверхность, залегая здесь под сравнительно маломощным четвертичным покровом. Вся же остальная часть площади платформы, за исключением некоторых участков на Азовско-Подольской глыбе, покрыта осадочными породами, мощность которых местами доходит до нескольких километров. В районах развития мощных осадочных отложений, как, например, в Причерноморской впадине и в Восточно-Русской, наличие докембрийского фундамента может быть поставлено под сомнение, причем возникает мысль, что складчатый фундамент этих районов, возможно, и палеозойский. В таком случае докембрийское кристаллическое основание может быть в значительной степени утоненным. Эти вопросы, естественно, не могут считаться разрешенными, так как о глубоких частях платформы в этих областях у нас сведений пока нет.

Нет никакого сомнения, что в основании Русской платформы располагаются образования геосинклинального характера. Об этом можно заключить по степени их метаморфизма, по следам напряженной магматической деятельности и по резким формам складчатости, затронувшей эти древнейшие осадочные и магматические породы. Вполне естественно, что наиболее затронутыми метаморфизмом породами должны были оказаться наиболее нижние свиты докембрия, т. е. архейские. Эти последние были так глубоко опущены, что оказались в зоне, где они были регионально переплавлены и превратились в мигматиты (смешанные породы), представляющие собою пропитанные гранитной магмой гнейсы. Вполне естественно, что при каждом последующем погружении эти породы опускались все ниже и ниже, тогда как более молодые отложения не могли быть опущены на такие большие глубины.

Об истории развития нашей страны в архее мы ничего сказать не можем, так как слагающие его породы настолько изменили свой

первоначальный облик, что почти не дают нам никаких точек опоры для выводов. Присутствие среди них конгломератов убеждает нас в том, что архейские образования — морского происхождения. Мы себе представляем также, что в результате саамской складчатости, которую мы можем сопоставить с лаврентьевской и свеко-феннской (последней в Америке соответствует альгомская), возникли системы горных хребтов более или менее широтного направления, с загибом к северо-западу. Двукратный орогенез говорит о двукратном же образовании геосинклинальных прогибов и о двойном цикле магматической деятельности. Очень интересны соображения Бубнова, сравнившего свеко-феннскую складчатую зону с герцинской зоной Германии. Это сопоставление показало ему, что обе складчатых зоны построены крайне сходно; можно поэтому думать, что они образовались в одинаковых условиях т. е. в геосинклиналях. Где были тогдашние платформы и из чего они могли состоять (вероятно, из гранита), мы не имеем сведений.



Фиг. 35. Простирания докембрийских пород (по Архангельскому).

1 — простирание карелидпо непосредственным наблюдениям; *2* — простирание аномалий силы тяжести; *3* — магнитные аномалии; *4* — простирание по предположениям Карпинского; *5* — то же по Кужняру.

К концу архейской эры складчатые сооружения были пенепленизированы: об этом свидетельствует исключительно резкое несогласие между архейскими и протерозойскими породами. Повидимому, от нас ускользает здесь какой-то очень продолжительный континентальный период, за время которого не только были пенепленизированы древнейшие горы на нашей планете, но и изменилась структура земной коры настолько, что простирание последующей складчатости имеет совершенно иное направление. Возникает вопрос — не превратилась ли архейская геосинклиналь в платформу, продолжительное существование которой от нас совершенно ускользает?

Во всяком случае протерозой характеризуется совершенно иным расположением складчатых зон, имеющих северо-западное простирание, очень ясно выявляющееся в Карельской АССР и Финляндии. (фиг. 35). Их направление под осадочным покровом платформы выявляется аномалиями силы тяжести и магнитными. В районе Воронежской глыбы складки карелид изучены глубокой разведкой на железные руды, а в районе Кривого Рога — непосредственным наблюдением. Эти данные говорят о том, что карельские складки продолжаются далеко к юго-востоку, а потом принимают южное простирание. Развиты ли они на востоке платформы, доподлинно неизвестно. Таким образом, почти вся Русская платформа в протерозое сначала представляла собою геосинклиналь, а затем сложно

построенное складчатое сооружение, секущее под значительным углом архейские складки; это, как уже было сказано выше, является признаком весьма глубокого изменения структуры земной коры. Окончание орогенеза приходится на время, совпадающее с завершением отложения ятулийских пород. Этот момент и нужно считать первоначальной фазой зарождения Русской платформы. С него начинается накопление огромного количества обломочного материала за счет разрушавшихся и превращавшихся в пенеплен карельских гор. Однако, платформа была еще очень пластична — об этом говорят дислокации иотнийских пород и частые гранитные интрузии. Последнее подтверждает наше предположение, что в указанное время происходили какие-то значительные перемещения масс. Самый конец же протерозоя характеризуется вторжением мелкого моря на крайнем севере нашей страны (гиперборейские слои), сопровождаемым какими-то ледниковыми явлениями (морены Варангерфиорда).

Следовательно, складчатое основание платформы состоит из протерозойских складок северо-западного простирания, интрудированных основными и кислыми породами и кое-где прикрытых плащем песчаных пород континентального происхождения. О палеогеографии протерозойской эры мы не можем себе составить пока никакого представления.

2. Палеогеография кембрия и силура

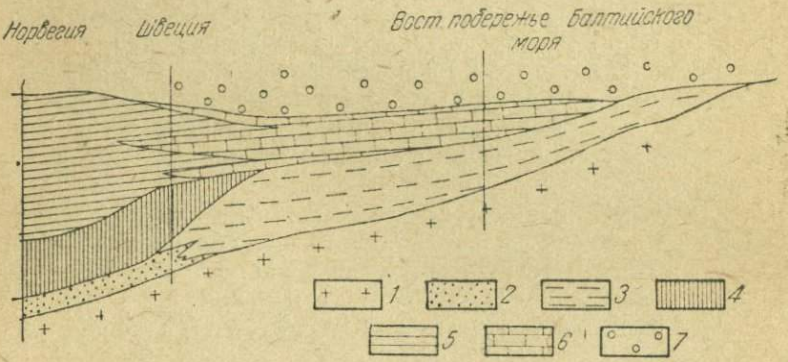
Сравнительно еще податливая платформа испытывает в начале палеозоя на своем западе погружение и затопляется нижнекембрийским морем (табл. V). Это явление может быть поставлено в связь с возникновением прогибания геосинклинали Норвегии. К началу указанной трансгрессии платформа представляла собою уже равнину, но на ней еще были кое-какие гранитные возвышенности; это мы видим по характеру нижнекембрийских осадков — глин с прослоями песчаников и конгломератов. Нижнекембрийская трансгрессия сменяется последующей регрессией; находки последних лет указывают на то, что более молодые кембрийские отложения кое-где в Прибалтике существовали, но были размыты до основания. Между тем в Швеции, как показывают разрезы горы Чинекюлле, средний и верхний кембрий представлены батиальными образованиями (квасцовые сланцы). Это обстоятельство заставляет думать, что западная часть платформы отличалась значительно большей подвижностью; при этом погружению в Швеции соответствовало поднятие на восточном побережье Балтийского моря.

Мы не имеем никаких данных для суждения о том, была ли трансгрессия кембрия на востоке платформы; но ввиду процесса геосинклинального прогибания на Урале, это вполне вероятно. Естественно, о размере проникновения кембрийского моря в Восточно-Русскую впадину мы не можем составить себе никакого представления.

Возможно также думать, что кембрийское море существовало на месте Баренцова моря, как об этом говорят исследования Полканова, устанавливающего к северо-востоку от Мурманского побережья нижнепалеозойскую геосинклиналь.

Для всех остальных частей Русской платформы у нас нет никаких данных предполагать наличие кембрийских отложений, а следовательно, и опусканий этого времени.

На западе, помимо эпиконтинентального шведско-балтийского моря, существовало море в Средней Европе, захватывавшее область Келецко-Сандомирского кряжа, и, очевидно, также Карпат и Добруджи. Бассейн геосинклинального типа следует отметить на Кавказе.



Фиг. 36. Схема развития нижнего палеозоя в районе Балтийского моря.

1 — докембрийский фундамент; *2* — песчаники нижнего кембрия; *3* — нижнекембрийские синие глины; *4* — квасцовые сланцы нижнего и среднего кембрия; *5* — граптолитовые сланцы силура; *6* — известняки силура; *7* — континентальные песчаники девона.

В общем мы имеем в кембрии сушу, вытянутую в меридиональном направлении и захватывавшую почти всю европейскую часть СССР. Повидимому, это не что иное, как область продолжавшегося еще поднятия карельских складок, периферия которых в связи с соседними опускавшимися геосинклиналями была погружена ниже уровня моря.

В начале силура в районе Балтийского моря происходит новая трансгрессия — поверх размытых кембрийских осадков отмечаются песчаные породы, указывающие определенно на мелководье, причем смена фаций достаточно пестрая, свидетельствующая о неравномерном затоплении суши. Обломочные породы занимают в нижнем силуре весьма незначительное место: очень быстро ход осадочного процесса изменяется, и поверх песчаников и глауконитовых пород располагаются толщи известняков. Иначе дело обстоит в Швеции, где нет никакого перерыва между кембрием и силуром и где известняки начинаются со слоев с *Ceratopyge*, т. е. с наиболее низких горизонтов силура (фиг. 36). Кроме того, в Швеции мы наблюдаем неоднократное переслаивание известняков и глинистых сланцев с граптолитовыми сланцами. Сланцевые и граптолитовые фации отсутствуют восточнее Балтийского моря, за исключением маломощного прослоя диктионемового сланца в основании силура. Это дает нам возможность утверждать, что с запада на восток фации меняются и из батиальных переходят в неритовые, сложенные мелководными известняками с головоногими, трилобитами и иглокожими. Вспомним, что

еще западнее, в геосинклинальной зоне Норвегии, вся толща силура состоит из сланцев. Следовательно, в области Швеции имеет место сцепление фаций геосинклинального типа с фациями платформы, одновременно с чем происходит резкое изменение в мощности в восточном направлении. Отложение известняков продолжается в течение всего силура. Светлый их цвет, а также обильная и разнообразная фауна беспозвоночных, особенно табулят и кораллов, позволяют думать, что море было мелким. Почти полное отсутствие терригенного материала указывает на то, что в отличие от кембрия прилегающая к морю суша была пенепленизирована и процесс смыва с нее происходил очень медленно. К концу периода замечаются признаки обмеления моря: расселяются кораллы, появляются мергелистые осадки, а в самом конце периода мы видим отложение пестрых мергелей лагунного типа с фауной гигантских ракообразных, говорящей о водворении лагунной фации. Этот процесс обмеления и смены режима открытого моря на лагунный следует увязывать с теми поднятиями, которые испытала Русская платформа во время нараставшего напряжения каледонского орогенеза.

Береговая линия силурийского моря нам не совсем ясна. На западе (табл. VI) силурийское море затопляло всю Швецию, захватывало область Келецко-Сандомирского кряжа и направлялось отсюда на Кавказ. Положение вещей в силуре по сравнению с кембрием заметно отличалось тем, что в готландскую эпоху происходила небольшая трансгрессия моря. На западной же окраине Азовско-Подольской глыбы вначале шло отложение терригенного материала, а затем органогенного.

Если, действительно, серицитовые сланцы Тимана представляют собою кембрий и нижний силур, то мы должны предположить существование в это время на северо-востоке платформы геосинклинального режима. Вероятно, свойства геосинклинали проявлялись также в области Вятского вала, а может быть, и южнее. В таком случае нижнесилурийскую трансгрессию мы должны были бы предположить в бассейне Печоры, а может быть, и Камы, если не в Поволжье.

Из факта несогласного налегания готландских слоев на сланцы Тимана, вероятно, нижнепалеозойские, следует допустить весьма интенсивные орогенические движения на нем и, возможно, в бассейне Вятки. В таком случае к докембрийскому фундаменту причленялась на востоке молодая складчатая страна, меридиональное протяжение которой нам неизвестно. В связи с этим можно предполагать, что в нижнем силуре суша мало отличалась по своим очертаниям от кембрийской, а в верхнем она выросла в восточном направлении, достигнув Урала. В это время в Русской платформе можно было различить две тектонических структуры — кристаллический фундамент платформы на западе и новейшие складки на востоке, следовательно, здесь представлены два участка, очень отличных по своей жесткости.

Вся суша имела характер вытянутого острова с пенепленизированной поверхностью. Мы должны считать, что в нижнем палеозое начала формироваться в той или иной форме Восточно-Русская впадина за счет погружения восточной части платформы во время усиленного прогибания Уральской геосинклинали. Во всяком случае

в девоне впадина оказывается уже совершенно сформированной. Других элементов прогиба на платформе, как-то Подмосковного бассейна и Донецкой впадины, еще не было. Положение на юге платформы для нас совершенно неясно, но возможно, что опускание в районе Причерноморской впадины в некотором размере уже имело место. Еще далее к югу силурийский бассейн отчетливо намечается на Кавказе.

3. Влияние каледонского орогенеза на Русскую платформу

Конец силура и начало девона почти во всех геосинклиналях характеризовались мощным орогенезом. В это время создалось складчатое сооружение очень сложной структуры вдоль северо-западной окраины Русской платформы. Движения здесь имели место в конце силура (арденская фаза) и в самом начале девона (эрийская фаза) и выразились в сильном опрокидывании складок в сторону Русской платформы, причем особенно мощные надвиги развивались на крайнем севере Норвегии, в Финмаркене.

На западе каледонский орогенез проявился в Келецко-Сандомирском кряже, но складкообразование происходило там раньше, чем в Норвегии, а именно на рубеже ордовиция и готланда (таконская фаза). В более южных областях, вероятно, также была каледонская складчатость, но здесь нижний палеозой либо глубоко опущен, либо настолько сильно метаморфизован, что иметь точные сведения о каледонском орогенезе района Карпат, Добруджи и Крыма для нас немыслимо. И только на Кавказе мы встречаемся с признаками интенсивного орогенеза.

В Уральской геосинклинали, по мнению большинства геологов, каледонская складчатость не проявлялась, но в последнее время обнаружены признаки ее существования, в особенности на Южном Урале. Наконец, несколько слов относительно северной периферии кристаллического фундамента платформы. Существование надвигов на Рыбачьем полуострове и о. Кильдине в нижнем палеозое заставляют Полканова устанавливать таконскую складчатость, которую он протягивает через Канин полуостров на Тиман.

Нам уже приходилось говорить о том, что несогласное залегание готланда на метаморфических сланцах скорее всего следует отнести к проявлению таконского орогенеза. Очень возможно, что складки этого возраста занимают все пространство между Балтийским щитом и Новой Землей.

Таким образом, по крайней мере с трех сторон Русская платформа окружена зонами каледонских складок. Мы обязаны искать влияний этого мощного орогенеза в теле самой платформы, которая, конечно, не могла остаться незатронутой какими-либо движениями, приуроченными к этой эпохе.

Орогенез в Норвегии и в частности на Финмаркене вызвал в соседней части платформы разнообразные расколы и разрывы, по которым проникли в кристаллический фундамент интрузии габбро-диабазовой магмы, обусловившей усиленное оруденение района Монча-тундры. Таким образом, мы встречаемся здесь с фактом появления интрузивных тел не в самой складчатой системе, а в соседней части платформы; всегда нужно иметь в виду, что интрузия сама

по себе не в состоянии проплавить большую толщу пород и всякое ее появление связано с путями, удобными для проникновения магмы в верхние части земной коры, в виде системы трещин, которые при процессе интрудирования расширяются.

Главные последствия каледонского орогенеза на Русской платформе состояли в возникновении в конце силура регрессии, осушившей Русскую платформу целиком; неясно, было ли нижнедевонское море на ее востоке. Впрочем, несомненно, вслед за процессом складкообразования произошло весьма значительное поднятие на огромной площади. На предыдущих страницах было показано, что углубление геосинклинали в кембрии и силуре вызвало также опускание краевых частей платформы и соответствующую трансгрессию. В данном случае, наоборот — поднятие складчатой зоны сопровождается поднятием платформы. Это полностью противоречит «закону Ога», требующему противоположных движений в геосинклиналях и на платформах. Всякое поднятие какой-либо области влияет на развитие рельефа, т. е. предопределяет геоморфологическую конфигурацию страны; мы знаем, что геоморфологический облик выражается в соответствующем распределении и характере стока, в расчленении образовавшихся возвышенностей, в их влиянии на климат— словом, в создании определенной физико-географической обстановки. Не менее ясно, что возникновение крупных возвышенностей связано с усилением эрозионных процессов, которое выражается не только в глубине врезания речных долин, но и в напряженности эродирующей и выносящей деятельности водных потоков, в особенности в условиях еще не сформировавшихся артерий стока. Одновременно с этим мы видим накопление в низовых частях рек огромных масс продуктов разрушения той или иной крупности зерна. Следовательно, всякое поднятие какой-либо страны вызывает к жизни эрозионную деятельность и отложение продуктов размыва за пределами возвышенностей.

Эту картину мы отчетливо видим в девоне северо-западной части Русской платформы: по данным Геккера и Маркова, до сих пор сохранились в бассейне р. Луги остатки древнего девонского эрозионного понижения; мы видим также мощные накопления красноцветных песков, песчаников и глин в среднем и верхнем девоне, свидетельствующих об очень интенсивном процессе размыва каледонских хребтов. Платформа не только осушилась, но и покрылась чехлом обломочных пород, получившихся за счет разрушения гор. Появление обломочного материала только в среднем девоне заставляет думать, что орогенез, имевший место в начале девона, сменился эпейрогеническим поднятием складчатого сооружения. Этот процесс и занял собою весь нижний девон. Таким образом, следы каледонского орогенеза на Русской платформе очень явственны.

На севере, если считать основную складчатость Тимана таконской, шло разрушение созданных каледонским орогенезом гор в течение нижнего и среднего девона; это мы видим по накоплению красноцветного обломочного материала. Значительная еще подвижность земной коры в этом районе давала о себе знать оживленной вулканической деятельностью. Что происходило южнее, нам неизвестно, — вероятно, картина была более или менее сходной с тем, что представляет нам область Тимана.

Таково было отражение каледонского орогенеза и связанных с ним движений на Русской платформе. Теперь следует перейти к обзору палеогеографии девона и карбона.

4. Палеогеография девона и карбона

Мы уже видели, что в нижнем девоне Русская платформа испытала очень сильную регрессию, приведшую к полному осушению ее. Постепенное затопление ее связано со средним девоном, когда большой прогиб произошел в Восточно-Русской впадине. Этот процесс явился отзвуком весьма значительного опускания земной коры в области Уральской геосинклинали. Так как в нижнем девоне последняя прогибалась в высшей степени интенсивно, можно было бы предположить, что и тогда существовала на востоке платформы значительная трансгрессия; но ввиду того, что это положение является чистой гипотезой, то мы не будем на нем настаивать, хотя и считаем его вполне вероятным. Для среднего девона у нас уже имеются некоторые факты, как, например, отмечаемое Архангельским появление среднедевонских пород в скважине у Новохоперска; возможно существование среднего девона и на Тимане.

Это показывает, что Восточно-Русская впадина почти целиком была опущена ниже уровня моря. Характер осадков е о нам мало известен — новохоперская скважина прошла в известняках, а на Тимане к среднему девону могут быть отнесены пестроцветные глины.

На западе средний девон представлен почти исключительно континентальными отложениями, с которыми связаны лагунные образования. Вероятно, это мелководные заливы того среднедевонского бассейна, который покрывал Среднюю Европу и Польшу.

В Подмосковном бассейне морские отложения среднего девона, выраженные в глинистой фации, имеют весьма значительную мощность; к ним нужно отнести также нижние части щигровских слоев, где найден в последнее время *Stringocephalus Burtini*. Таким образом, среднедевонская трансгрессия имела очень обширное распространение на Русской платформе. В верхнем девоне море сохраняется (табл. VII) в указанных выше пределах. Кроме того, мы должны отметить очень важное обстоятельство, что в эту эпоху опустились такие устойчивые массивы, как Воронежская глыба, Полесский мост и юго-восточная периферия Балтийского щита. Сушей оставались лишь Балтийский щит и Азовско-Подольская глыба с прилегающими частями платформы. Осадочный процесс выражался в отложении песчаников, глин и известняков с фауной, достаточно обильной и разнообразной, указывающей на нормальную соленость бассейна. На западе береговая линия не была устойчивой: постоянное переслаивание морских пород, представленных известняками и гипсами с красными песчаниками, говорит о колебаниях суши и смене наступания и отступания моря. Присутствие гипса указывает на повышенную концентрацию солей в лагунах. На рубеже франского и фаменского веков намечается кратковременная, но чрезвычайно обширная регрессия, осушившая всю платформу вне Восточно-Русской впадины, о судьбах которой в это время мы почти ничего не знаем. Этот вывод мы делаем на основании появления континентальных

петинских слоев. В франский век на севере платформы, а именно на Тимане, существовал морской бассейн с нормальной соленостью, в котором преобладало отложение глин в условиях недостаточной циркуляции воды, и, возможно, как это предполагает Варсанофьева, при наличии сероводородного заражения. Обилие фауны головоногих в доманике не является поэтому противоречием, так как эти формы, вероятно, вели нектонный образ жизни и попали в битуминозный осадок после смерти, донные же организмы в этой толще отсутствуют. К концу франского века условия отложения меняются, и глинистые осадки заменяются коралловой фацией. Возможно, что в этом роде может быть представлен франский ярус и в недрах Восточно-Русской впадины, испытывавшей, повидимому, весьма значительное погружение.

Поднятие, вызвавшее отступание моря и замену морского режима континентальным, было очень кратковременным: за ним последовало снова опускание центральной части платформы, но в условиях плохого сообщения с открытым морем. Последнее, вероятно, связано было с продолжавшимся поднятием Полесского моста и Окско-Цнинского вала, отгородивших Подмосковный бассейн от открытого моря Западной Европы и Восточно-Русской впадины.

Фаменский век отличался значительным сокращением моря, что особенно было заметно в области периферии Балтийского щита, где возобновились отложения континентальных красноцветных пород, полностью сменивших морские осадки к концу девона. Постепенное поднятие Полесского моста очертило контур Подмосковного бассейна, отгороженного от открытого моря, кроме того, Окско-Цнинским валом. Начиная с воронежских слоев, в Подмосковном бассейне идет образование известняков и доломитов, причем фауна носит все черты обедненной: целые групы животных стеногалинового типа, как трилобиты, головоногие и крупные плеченогие, исчезают, кораллы постепенно вымирают, и к концу периода весь бассейн становится громадной лагуной, в которой происходит массовое отложение гипса при полном исчезновении животного мира, не переносящего повышенной концентрации солей. Весьма значительные поднятия в начале фаменского века имели место и на Тимане; на это указывают отложения пестроцветных глин и гипса, конец же периода застает Тиман в фации известняково-доломитовой. В Поволжье в это время существовал морской бассейн, в котором шло карбонатное осадкообразование, чередовавшееся с отложением ангидрита и гипса; последнее свидетельствует о каких-то процессах поднятия и замыкания бассейна. Однако, таких крупных масс гипса, какие были в Подмосковном бассейне в лебедянское время, в Поволжье пока не обнаружено.

Что же касается суши, то Балтийский щит, вероятно, был приподнят, и на нем шло образование континентальных пород. Вулканическая деятельность намечается в Донецкой впадине и на Тимане, где, очевидно, только во франском веке окончательно затухают последствия каледонского орогенеза. Таким образом, конец девона характеризуется снова общим поднятием платформы, с чем связано возникновение лагун и плохо сообщавшихся с остальным морем полузамкнутых бассейнов.

Начало каменноугольного периода ознаменовывается соединением подмосковной лагуны с открытым морем, продолжавшим существовать к востоку от Окско-Цнинского вала, благодаря чему концентрация солей понизилась и в ней могла жить фауна, правда, имевшая еще характер приспособившейся к ненормальным условиям водной среды (малевко-мураевнинская фауна). Дальнейшее понижение Окско-Цнинского вала вызвало трансгрессию вод, населенных уже фауной, указывающей на нормальную соленость бассейна. В Донецком бассейне в это время также был залив, куда проникает фауна малевко-мураевнинского типа, основным свойством которой является смесь исчезающих девонских форм и появление каменноугольных иммигрантов.

Сравнивая распространение по Русской платформе девонских и каменноугольных морей, мы видим довольно значительное отличие. Пролив, отчетливо намечавшийся в западной ее части и соединявший море Русской платформы с герцинской геосинклиналью Западной Европы, замкнулся. На очень долгий промежуток времени прекратилось непосредственное сообщение русских морей с западно-европейским, возобновившееся только в юре. Очевидно, что в это время имело место длительное, но выражающееся в незначительных абсолютных цифрах поднятие Полесского моста, разобщившее Подмосковный бассейн и Польско-Германскую впадину. Одновременно наблюдается весьма значительное прогибание Восточно-Русской впадины; последнее заключение мы делаем на основании полученных недавно данных глубокого бурения, касающихся мощности каменноугольных отложений в Поволжье; последняя достигает 1200 *м*. Имея в виду подобную мощность известняков, нужно считать размах этого прогибания для платформенных условий огромным.

После кратковременного пребывания моря в Подмосковном бассейне, отложившего чернышинские и упинские известняки, наступает сильная регрессия, связанная, очевидно, с общим подъемом бассейна. В результате только что отложенные слои начинают размываться, причем эрозия вскрывает малевко-мураевнинские слои и верхние горизонты девона. Следующий этап развития — появление угленосной свиты, которое мы связываем с опусканием всей суши, прилегающей к Подмосковному бассейну с запада и юга, и накоплением осадков в условиях влажного климата в береговой полосе, иногда затапливавшейся морем. Этот процесс захватил всю южную, западную и северо-западную периферию бассейна. Мнение Лебедева о сплошном углеобразовании между верховьями Волги и Дона и Уралом опровергнуто новейшими данными — бурение в Иванове и на Самарской луке показало, что угленосная свита вдали от периферии Подмосковного бассейна отсутствует. Явления поднятия в турнейский век очень отчетливо намечаются по юго-восточной окраине Балтийского щита, где весь нижний карбон представлен континентальными породами. Указания Архангельского на сплошное углеобразование севернее линии Горький — Пермь вряд ли справедливы — во всяком случае фактического обоснования этого мнения у нас до сих пор нет

Визейский век отличается очень крупной трансгрессией; это явление вообще весьма широко распространено: мы видим значитель-

ную трансгрессию в Англии и Бельгии, в Казахстане, в Тянь-шане и других местах. В Подмосковном бассейне она выразилась весьма своеобразно — в виде появления очень мелкого моря, глубина которого, по данным Швецова, вначале не превышала 1—2 *м*, а впоследствии, во время отложения серпуховских слоев, увеличилась до 20—25 *м*. Погружение южной части Подмосковного бассейна произошло ранее, чем северо-западной его периферии; мы уже говорили, что это обстоятельство связывается с более жесткой структурой Балтийского щита, оказывавшего большее сопротивление тенденции к опусканию.

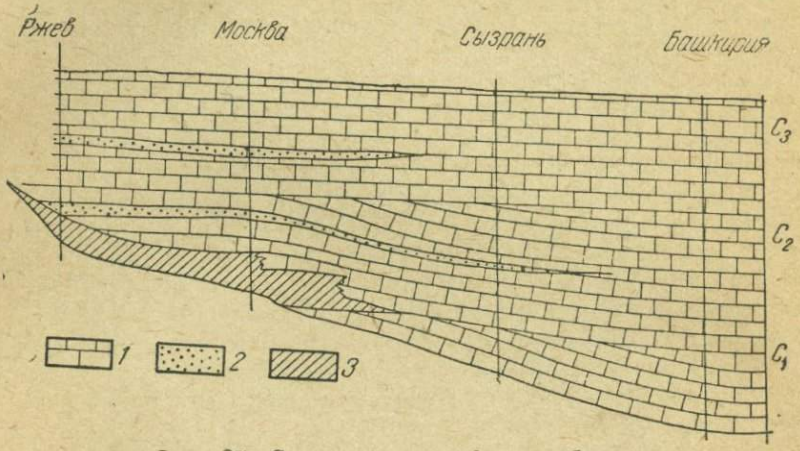
В начале московской эпохи намечается весьма значительное по площади и очень небольшое по времени поднятие. Оно наблюдается всюду в Подмосковном бассейне, где памятником его являются красные песчаники и глины. На Самарской луке этот горизонт обозначается появлением песчанистых мергелей и песчаников с прослоями глин. И только в районе бассейна Белой, на западном склоне Урала, этот пробел заполняется башкирскими слоями со *Spirifer bisulcatiformis*. Таким образом, произошло очень значительное колебание уровня моря, выразившееся в общем поднятии платформы, отвечавшем, очевидно, крупным орогеническим движениям в Уральской геосинклинали; Штилле называет такие явления «синорогенезом», в данном случае они соответствовали судетской фазе герцинского орогенеза.

Вслед за этим поднятием последовало новое погружение; скорость прогибания опять была наибольшей в области Поволжья, что свидетельствует об особой гибкости земной коры в верхнем палеозое в южной части Восточно-Русской впадины. Московская трансгрессия захватывает весь Подмосковный бассейн и распространяется на весь север платформы. Тенденция к опусканию области Тимана наметилась уже и в визейский век, когда затапливается южная оконечность Тимана. В московскую эпоху прогибается не только Тиман, но погружение также захватывает и восточный склон Балтийского щита. На всем этом пространстве развита карбонатная фация с отложением брахиоподовых, криноидных, фузулиновых известняков. Море имело неглубокий характер, терригенного материала с суши почти не поступало, из чего мы заключаем о большой выравненности суши того времени и о низком ее уровне над морем; последнее отличалось очень богатым и разнообразным населением.

Конец московской эпохи характеризуется новым поднятием, но захватившим только Подмосковный бассейн, где наблюдается перерыв между тегулиферовыми и московскими слоями. В Поволжье развиты горизонты, переходные между верхним и средним карбоном (селезневская свита Доно-Медведицкого вала). Следующее опускание устанавливает в прежних границах берега уральского моря; оно, однако, отличается тенденцией к замыканию, что выражается в постепенно появляющейся доломитизации пород и в обеднении фауны, которое особенно резко сказывается уже в нижнепермскую эпоху. Исходя из изложенного, стратиграфия карбона Русской платформы может быть выражена следующей схемой (фиг. 37).

Необходимо обратить внимание на те явления, которые имели место в Донецкой впадине, где уже в конце девона началось погру-

жение, соединенное с накоплением обломочного материала. Этот процесс развивается в каменноугольном периоде, причем ширина самого прогиба увеличивается, доходя на севере до южных пределов Воронежской глыбы. В эту впадину с самого начала периода проникает море, что доказывается существованием у южного ее края слоев с фауной малевко-мураевнинского типа, иначе говоря, этренского горизонта. Образование Донецкой впадины следует ставить



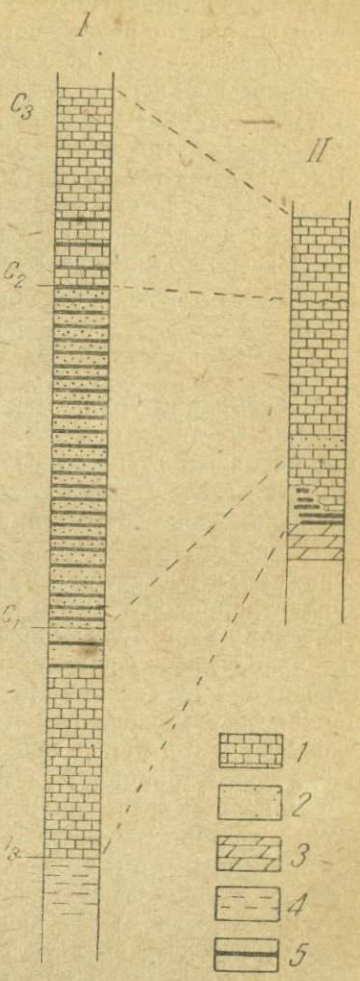
Фиг. 37. Схема стратиграфии карбона.

1 — известняковая фация; *2* — красноцветные породы; *3* — угленосная фация.

в связь с мощным прогибанием Альпийско-Гималайской геосинклинали, северный край которой в это время проходил от хр. Нура-тау в Средней Азии через Султан-уиз-даг и Мангышлак. В южной части платформы прогибание захватило и платформу по продолжению этой линии (южная «линия Карпинского»), но в твердом докембрийском ее фундаменте оно быстро стало затухать. По мнению Шатского, эта краевая зона имела характер предгорной впадины южнее расположенного герцинского сооружения, которое и служило источником появления обломочного материала во впадине; процесс заполнения впадины начался в верхнем девоне и достиг своего максимума в середине карбона; это, повидимому, указывает на кульминационное поднятие южных герцинских складок в судетскую орогеническую фазу.

Донецкая впадина развивается по особому типу, не свойственному всей остальной платформе: прогрессирующее растяжение земной коры в этом районе вызывает появление геосинклинальных условий, что характеризуется очень мощным накоплением осадков, которые в начале периода имели органогенное происхождение неритовой зоны. При дальнейшем прогибании геосинклинали намечаются повторные осцилляции земной коры в этом районе; это видно из отложения паралических слоев каменного угля, особенно обильных в московском отделе. Одновременно с этим образование органогенных осадков замещается отложением обломочных пород в виде огромной массы песчаников, материал для которых приносился с юга. В конце карбона мы видим затухание колебательных движе-

ний и возобновившееся снова осаждение карбонатных пород. Стратиграфически карбон Донецкого бассейна отличается от Подмосковного огромной мощностью слоев, отсутствием перерывов в осадкообразовании и громадной массой песчаного материала, отложение которого чередовалось с накоплением каменных углей, что имело место преимущественно в середине периода. Различие обоих типов развития карбона изображено на следующем рисунке, схематизирующем имеющиеся в действительности соотношения (фиг. 38.)



Фиг. 38. Сопоставление каменноугольных отложений Донецкого и Подмосковного бассейнов. *I*—донецкий разрез; *II* — подмосковный разрез.

1 — известняки; *2* — песчаники; *3* — доломиты; *4* — сланцы и песчаники; *5* — угли.

Подобная история развития каменноугольного моря в Донецкой впадине всецело свидетельствует о тесной связи стратиграфии со структурой земной коры. Колебания кристаллического фундамента Подмосковного бассейна выразились в троекратном появлении на короткое время континентального режима, тогда как в Донецком бассейне аналогичные колебания привели к почти непрерывному дрожанию морского дна, с чем было соединено постоянное передвижение береговой линии и возникновение условий амфибиотического типа, т. е. создание переходной зоны между сушей и морем.

Вглубь впадины каменноугольное море достигало, вероятно, Полтавы; что же касается условий развития района между Донецким бассейном и Каспийским морем, то точных сведений об этом у нас нет, однако, можно думать, что вся эта область находилась под уровнем каменноугольного моря. Южный берег каменноугольного моря, вероятно, проходил параллельно Кавказу, так как здесь мы обнаруживаем лишь лимнические угли и континентальные образования.

Бросая взгляд назад, можно видеть, что каменноугольный период характеризовался весьма мощным прогибом восточной части Русской платформы, ось которого проходила примерно по меридиану устья Камы (табл. VIII). Ясно, что северная часть платформы, определяемая Тиманом, была очень устойчива и погружение ее полностью произошло не ранее середины карбона; срединные части испытали весьма крупное прогибание, доходя до грани геосинклинальных условий, на юге же земная кора была еще подвижнее, и там создались условия, пригодные для образования небольшого

геосинклинального прогиба как ответвления южнее расположенной крупной геосинклинали. Поэтому каменноугольное море, развившееся из девонского, залило погружавшуюся Донецкую впадину, сохранило режим неглубокого моря в Подмосковном бассейне и проникло далеко на север, куда уже ранее не совсем уверенно заходила верхнедевонская трансгрессия. В общем каменноугольный период показывает нам довольно стабильные условия на Русской платформе, когда крупных перемещений водных масс и значительных передвижений фациальных областей не было. Развивавшаяся на юге и на востоке мощная герцинская складчатость еще не отразилась в достаточной степени ни на структуре, ни на ходе колебаний Русской платформы.

5. Русская платформа и герцинский орогенез

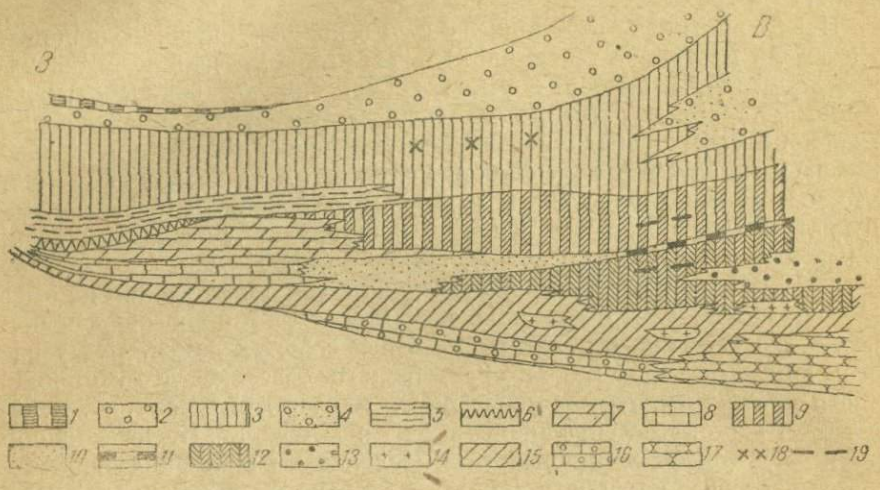
Чрезвычайно трудная и неблагодарная задача выяснять судьбу Русской платформы в течение герцинского орогенеза до установления основных этапов развития Урала. Однако, во многом самые эти этапы очень эффектно выявляются именно из рассмотрения отложений платформы, в особенности континентальных.

В начале пермского периода обширное верхнекаменноугольное море стало постепенно превращаться в лагуну с очень высокой концентрацией солей; это мы очень отчетливо видим и по петрографическому характеру, и по фауне нижнепермских отложений. Действительно, преобладающими породами являются здесь доломитизированные известняки, доломиты, гипсы и каменная соль. Фауна приобретает малорослый и бедный характер и в верхних частях нижнепермских пород совершенно исчезает. Такую картину можно наблюдать в районе Арзамаса, на Самарской луке, в Заволжье и в Донецком бассейне. Иначе говоря, процесс умирания каменноугольного моря происходил на очень обширном пространстве. Если мы прибавим, что к этой же эпохе относятся грандиозное солеобразование в районе верхней Камы (Соликамск) и Оренбурга (Илецкая Защита), а также прощупанные в последнее время геофизическими методами соляные штоки в районе озер Баскунчак, Эльтон, Чапчачи, Бис-чохо, Индерского и к югу от Волги, то картина процесса интенсивного выпаривания огромного морского бассейна представится очень ясно. Море нормальной солености в это время существовало в области западного склона Урала — артинский бассейн геосинклинального типа, отличавшийся накоплением песчано-глинистого материала и населенный аммонитами. Об условиях существования этого бассейна и о стратиграфии его отложений будет сказано при описании Урала. Вполне понятно, что выпаривание морского бассейна сопровождалось разделением его на обособленные водоемы, в которых шла постепенная концентрация солей. Подобные явления, естественно, могли иметь место лишь при условиях поднятия платформы или отдельных ее частей. В это же время на Урале происходили мощные орогенические движения, которые обусловливали прогибание предгорной впадины, заполнявшейся артинскими породами — продуктами денудации только что возникших хребтов — картина, напоминающая в общих чертах историю

олигоценовых и неогеновых морей, располагавшихся к северу от Кавказа. Нужно иметь только в виду, что осадкообразование в Поволжье шло гораздо медленнее, чем в Приуралье; с этим связана во много раз меньшая мощность отложений на западе, чем на востоке.

Несколько иначе этот процесс шел в районе Донецкой впадины, где имели место еще геосинклинальные условия, где шло интенсивное прогибание земной коры, которое, однако, сопровождалось также умиранием бассейна и осаждением солей, происходившим в районе северо-западной окраины Донецкого бассейна и далеко к северо-западу, в районе Лубен, Ромен и т. д. Достойно внимания, что мы совершенно не знаем пермских отложений в пределах Донецкой впадины в части, лежащей к северу от донецких складок; в ней мезозой налегает непосредственно на карбон, так что характер сообщения донецкого морского бассейна с восточно-русским для нас неясен. Поэтому мы очень мало можем сказать и о способе замыкания этого бассейна и образования в нем соленых лагун. Нет у нас сведений также и о характере морского бассейна юго-восточной части платформы, где пермские породы залегают глубоко, но, повидимому, состоят из сплошной массы гипса и соли. Когда заканчивали свое существование лагуны в Поволжье, в Приуралье происходило массовое накопление континентального обломочного материала в виде так называемых уфимских отложений. Присутствие среди них конгломератов и грубозернистых песчаников указывает на усиленное размывание Уральских гор, причем процесс образования этих пород особенно интенсивно шел в приуральской полосе, о чем мы будем еще иметь случаи говорить. Нас в данное время интересует лишь то, что накопление красноцветных песчаников и глин происходило и в пределах Восточно-Русской впадины, где они имеют очень незначительную мощность (70—100 *м*). Пачки красноцветных пород в восточной части платформы, по данным Тихвинской, переслаиваются с морскими кунгурскими; это дает нам право предполагать, что отложение обломочных пород, принесенных с Урала, происходило в то время, когда на западе еще существовали лагуны; кроме того, здесь намечаются колебания уровня этих лагун и постоянная борьба между ними и надвигавшимися с востока шлейфами континентального сноса. В самом конце нижнепермской эпохи указанные шлейфы доходят до Волги и получают особенно широкое распространение на севере, где их наличие отмечается в районе Белоозера. Таким образом, в нижнепермскую эпоху мы имеем на западе сильно засолоненные мелкие бассейны, возможно, сообщавшиеся друг с другом и часто менявшие свои очертания, а на востоке— пустынную сушу с озерами и временными потоками, сбегавшими с Урала. Все это сопровождалось, очевидно, весьма значительным поднятием Урала и примыкающей к нему с запада полосы, которое на западную окраину пермского бассейна не распространялось. Накопление красноцветного обломочного материала на востоке Русской платформы продолжалось еще тогда, когда на западе стало появляться новое прогибание, вызвавшее кратковременную казанскую трансгрессию (табл. IX). Действительно, спириферовые слои, ложащиеся без всяких следов перерыва на гипсово-доломитовую шустово-денятинскую толщу и на кунгурские слои Самарской луки,

переходят на востоке, в своих нижних частях, в красноцветные уфимские породы. Очевидно, как это думают Ноинский и Тихвинская, на востоке заканчивалось отложение уфимских пород, когда на западе уже был новый морской режим (фиг. 39).



Фиг. 39. Схема строения пермских и триасовых отложений.

1 — красные глины танаыкской свиты; *2* — бузулукские пески и конгломераты; *3* — красные глины и пески сарминской свиты; *4* — пресноводные пестрые мергеля уржумской свиты; *6* — горизонт выветривания Горьковского края; *7* — доломитово-гипсовая фация пелециподового горизонта; *8* — карбонатная фация спириферового горизонта; *9* — красные глины, песчаники и мергеля белебеевской свиты; *10* — терригенная фация спириферового горизонта; *11* — прибрежная меденосная фация спириферового горизонта; *12* — уфимские красные глины, песчаники и гипсы; *13* — песчаники и конгломераты уфимской свиты; *14* — каменная соль и гипс; *15* — кунгурские доломиты и гипсы; *16* — карбонатная фация артинских слоев· *17* — артинские песчаники; *18* — вояжонскоит; *19* — медистые песчаники.

Фации спириферового горизонта цехштейна указывают нам, что на западе были распространены соленые лагуны, в которых происходило осаждение гипса, восточнее — между Арзамасом и Казанью была развита известняковая фация, которая также очень отчетливо выражена и в Жегулях. К востоку от городов Кирова, Казани и Куйбышева спириферовые слои переходят в фацию прибрежную, где шло отложение песчаных и отчасти глинисто-мергелистых пород. Крайняя восточная зона распространения спириферовых слоев занята оригинальной фацией медистых песчаников — это осадки по большей части прибрежной зоны, в которой отлагались из растворов окисленные медные соединения. Последнее обстоятельство говорит о том, что в это время денудацией уже были вскрыты на Урале глубинные магматические ядра, с которыми связаны там первичные месторождения меди; очевидно, понижение воздвигнутого в артинское время горного хребта зашло к рассматриваемому времени уже очень далеко.

Пелециподовый горизонт характеризуется процессом постепенного замыкания морского бассейна и его распадения на отдельные засолоненные лагуны. Осадкообразование в это время было главным образом карбонатное — отлагались известняки, по большей части доломитизированные, и доломиты, сопровождаемые пластами и штоками гипса. Замечательно, что соляных штоков цехштейн не

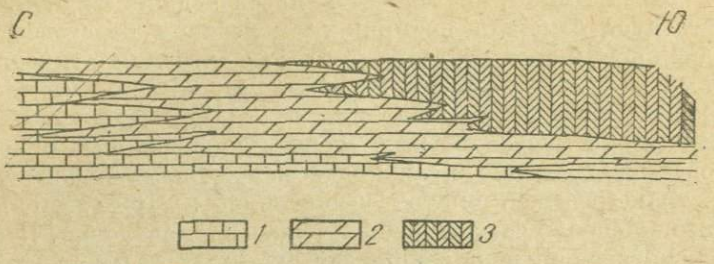
заключает; очень возможно, это обстоятельство связано было с пониженной первоначальной соленостью казанского моря. Восточное побережье казанского моря имело очень своеобразный характер: местами отлагались песчаные породы, местами мы видим соленые лагуны с осаждением гипса, иногда же, наоборот, развивались опресненные заливы, населенные пресноводной фауной. Кроме того, следует отметить постоянные колебания береговой линии, благодаря чему морские отложения переслаиваются с гипсоносными породами и красноцветными песчаниками, глинами и мергелями континентального происхождения.

Накопление красноцветных и пестроокрашенных обломочных образований, временно прерванное непродолжительной спириферовой трансгрессией, опять возобновилось. При этом морской бассейн постепенно оттеснялся в западном направлении. Вторичное появление сноса с Урала свидетельствует о новом поднятии горного хребта, вероятно, уже эпейрогенического характера. О том, что поднятие это было медленное, говорит отсутствие конгломератов, которые обязательно образовались бы в случае резкого и мощного орогенического подъема. Во всяком случае казанское море постепенно стало мелеть и распадаться на отдельные лагуны. Этот процесс также нужно поставить в связь с продолжавшимся поднятием сильно пониженного и размытого Урала.

Мы уже отмечали, что «спириферовые» и «пелециподовые» слои не являются возрастными горизонтами в обычном смысле этого слова. Если в Среднем Поволжье имеется подобное разделение, то это связано исключительно с процессом замыкания казанского бассейна и повышения в нем концентрации солей. В Горьковской области спириферовый горизонт очень богат фауной пелеципод; в районе Кириллова спириферы отсутствуют, а на побережье Белого моря отложения, богатые спириферами и другими плеченогими, неоднократно переслаиваются с породами, их не содержащими. Очевидно, что мы имеем здесь дело исключительно с особыми биоценозами, зависевшими от изменения окружающей физико-географической обстановки. Отметим еще наличие на севере форм, характерных для открытого моря, свидетельствующих об очень разнообразной фауне. Наоборот, на крайнем юге, в окрестностях озера Баскунчак (гора Малое Богдо), встречается фауна исключительно лагунного типа. Чем южнее, тем беднее фауна, тем реже встречаются плеченогие (фиг. 40). Эти данные говорят о том, что связь цехштейнового бассейна с открытым морем имела место на севере, к югу же бассейн заканчивался слепо, не доходя немного до Тетиса.

В конце казанского века море совершенно исчезает с Русской платформы. Следующее опускание Восточно-Русской впадины приводит в нее обширную трансгрессию чисто пресноводного характера, которая отлагает пестроокрашенные мергеля. Это явление сменяется водворением континентального режима на всем пространстве Восточно-Русской впадины, включая и северную котловину Подмосковного бассейна. Очевидно, в это время на Урале мы имеем снова значительные поднятия, благодаря чему платформа была приподнята выше морского уровня. Началось длительное покрывание равнины песками и глинистыми осадками мелких озер и временных рек, смещавших постоянно русла. Денудация на Урале

зашла к этому времени так глубоко, что были вскрыты магматические ядра габбро-перидотитовой формации и на равнине мы видим появление волконскоита — минерала, заключающего соединения хрома — металла, связанного, как известно, с основными глубинными породами.



Фиг. 40. Распределение фаций в казанском бассейне с севера на юг.

1 — спириферовая фация; 2 — пелециподовая фация; 3 — континентальная фация.

Еще одно обстоятельство можно считать важным для уяснения особенностей физико-географического облика востока Русской платформы в конце пермского периода. Чем далее к северу, тем большее количество форм позвоночных и насекомых встречается здесь. Невольно возникает мысль, что в этом направлении осуществляется переход климата из аридного в гумидный, влажный. Это весьма вероятно, так как в бассейне Печоры верхнепермские породы представлены уже лимническим угленосным бассейном, что вполне доказывает смену климатических условий в северном направлении в сторону все большего и большего увлажнения.

Что касается Донецкого бассейна, то в нем пермские отложения заканчиваются образованием соляных штоков. Никаких следов верхнепермских образований там нет. Это обстоятельство заставляет думать, что то было время поднятий и складкообразования.

С началом триаса происходят значительные изменения литологического процесса: на огромном пространстве между Уралом, верховьями Вятки и Ветлуги и низовьями Волги отлагаются более или менее крупные галечники или же грубые пески с гальками, принесенными с Урала (бузулукская свита). Этот момент был связан Мазаровичем с проявлениями крупных орогенических движений Урала, создавших весьма резкий рельеф, который обусловил возникновение быстрых потоков, разносивших продукты разрушения силурийских и девонских пород на очень обширное пространство. Насколько в это время была приподнята и платформа, нам неясно ввиду отсутствия на ней морских отложений. Рассеяние грубого уральского материала был непродолжительным: снова возвращается фация красноцветных глин, указывающая на существование мелких водоемов в условиях жаркого и сухого климата.

Герцинский орогенез отразился не только изменениями литологического процесса — на Русской платформе мы наблюдаем также и следы механического воздействия орогенеза на самое ее тело: к этому времени относится образование различных тектонических

элементов — валов, куполообразных поднятий, разнообразных брахиантиклиналей, впадин и прогибов. Естественно, что возникновение подобных нарушений оставило свой след в виде соответствующих форм рельефа. Кроме того, эти изгибы земной коры, местами весьма значительные, обычно скрытые под мезозойским покровом, явились участками довольно крупных вертикальных колебаний в последующее время. Последняя фаза верхнепалеозойской орогенической эпохи на Русской платформе — слабое опускание низовьев Волги и появление небольшой нижнетриасовой трансгрессии, связанной, вероятно, с теми процессами прогибания, которые в эту эпоху имели место на Кавказе и Мангышлаке, о чем речь будет итти позже. После появления морского нижнего триаса в Астраханской степи — в Восточно-Русской впадине следы триасового литогенеза отсутствуют. С одной стороны, вероятно, его интенсивность была невелика, а с другой—триас был эпохой продолжительной денудации, уничтожившей большую толщу пород.

В Донецкой впадине мы видим накопление континентальных пород красноцветного типа, продолжавшееся до начала юры. Это следует поставить в связь с разрушением тех невысоких возвышенностей, которые возникли в результате складкообразования конца палеозоя.

Отсутствие средне- и верхнетриасовых континентальных пород на Русской платформе свидетельствует об огромной денудационной работе, которая имела место до появления юрской трансгрессии. Весьма вероятно, что платформа совместно с Уралом была очень значительно приподнята и наибольшую роль играли именно силы эрозии, а не какой-либо аккумуляции.

Итак, герцинский орогенез наложил очень ясный отпечаток на ход развития Русской платформы. В связь с этим надо поставить исчезновение каменноугольного моря в результате крупных поднятий платформы, а также галогенное осадкообразование середины пермского периода. Постоянные поднятия Урала и чередующиеся с ними эпохи его эрозионного понижения вызывали накопление в восточной части платформы снесенного с Урала грубого материала, причем его отложение сопровождалось западнее слабыми прогибами, вдоль которых появлялись то полузамкнутое море (цехштейн), то пресноводные бассейны. Наконец, в начале триаса мы видим резкое усиление эрозионных процессов на Урале, обусловленное очень значительным его подъемом. Необычайно отчетливо намечаются параллельность движений Урала и платформы и тесная связь геоморфологического преобразования первого и литогенеза на второй. Кроме того, с герцинским орогенезом связаны изменения, выразившиеся в образовании валов и куполов и в общей пологой складчатости на Тимане и в Восточно-Русской впадине.

6. Мезозойский литогенез

Континентальный режим, начавшийся в верхнем палеозое, разделяет два совершенно различных этапа в развитии Русской платформы. Один из них был вызван возникновением обширных палеозойских бассейнов, в которых отлагались карбонатные и галогенные толщи, но часто также образовывались континентальные по-

роды, характерные для аридных областей. Другой отличается преимущественным глинисто-песчаным осадкообразованием, только в середине этого этапа переходящим в органогенное, почти без всяких следов химических осадков. Кроме того, он характеризуется частыми колебаниями земной коры весьма различного размаха и пространственного распространения, начинаясь юрской трансгрессией, кончаясь уходом олигоценового моря и захватывая таким образом и первую половину кайнозоя.

Первое проявление иного порядка вещей приурочивается к середине лейаса, когда прогибается Донецкая впадина к северу от главной массы донецких складок и море проникает в эту сравнительно узкую котловину. Это погружение свидетельствует о большой подвижности земной коры в этом участке, испытавшем геосинклинальную фазу развития своей структуры и слабое складкообразование. Так, очевидно, нужно объяснить тот факт, что трансгрессия направилась в Донецкую впадину, как наиболее неустойчивый участок всей Русской платформы. Лейасовое море, свободно соединявшееся с кавказским, вероятно, существовало и в области нижнего течения Волги и Дона, и только в конце доггера оно двинулось на завоевание более северно расположенных местностей. В это время прогибается южная часть Восточно-Русской впадины; море проникает вплоть до широты Ульяновска и отмечается на юге глинистой фацией, а на севере — песчаной. Последняя широко также распространена и на востоке этого обширного залива (район Общего Сырта). Здесь развиваются своеобразная фауна *Pseudocosmoceras* и оригинальные виды *Parkinsonia*.

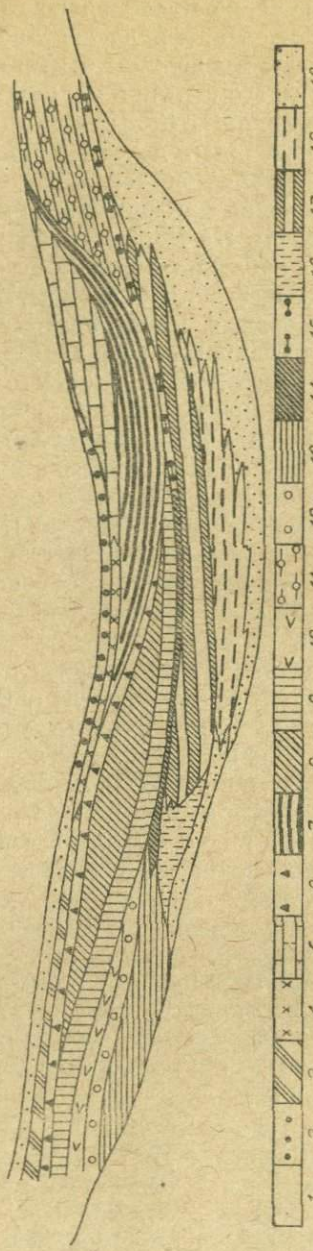
В Донецкой впадине лейасовое море исчезло в результате поднятий и слабого складкообразования в начале доггера. В середине доггера море снова в нее проникает, причем доходит до Канева на Днепре. Фации здесь — главным образом песчано-глинистые. В конце доггера и отчасти в начале мальма замечается более или менее значительное поднятие: в Донецкой впадине в это время отлагаются слои с растениями, в Поволжье появляются глинистые пески и местами песчаники.

Говоря о характере юрского осадочного процесса, следует упомянуть о значительных накоплениях в районе Общего Сырта кварцевых песков и галечников, несомненно, континентального происхождения; появление их связано с какими-то значительными поднятиями Южного Урала, вероятно, относившимися к киммерийской фазе.

На крайнем севере, в бассейне Печоры, конец доггера отмечается прогибанием; с этим было связано появление морской трансгрессии со своеобразной фауной (*Macrocephalites Izhmae*). Дальнейшее встречное увеличение северного и южного прогибов приводит к соединению заливов Тетиса и Арктики в один сплошной Волго-Печорский пролив. Это событие относится уже к началу келловея, когда под уровень моря уходит вся Восточно-Русская впадина и постепенно заливается Подмосковный бассейн (табл. X). С другой стороны, озерный режим в Донецкой впадине переходит в морской, причем характер осадкообразования изменяется — начинают откладываться мергелистые породы.

Келловейская трансгрессия захватывает также и северо-западную часть Воронежской глыбы, причем опускается средняя часть

Полесского моста, так что русское море через польский бассейн вступает в сообщение с морями Западной Европы. Фация келловея.— преимущественно глинистая, причем нижние горизонты его в Подмосковном бассейне отсутствуют, замещаясь песчано-глинистыми континентальными отложениями. Верхний келловей отсутствует во всем бассейне Суры в связи с какими-то поднятиями в этом районе и разрушением отложений последующими наступлениями моря. Очень характерным является горизонт среднего келловея, который от Москвы до Василь-Сурска и Сызрани представлен оолитовым мергелем прибрежного образования, в районе Общего Сырта—фосфоритовым слоем и только в районе Мологи и Рыбинска выражен в глинистой фации (фиг. 41).



Фиг. 41. Схема фаций юры между Рыбинском и Оренбургом.

1 — верхневолжские песчаники; *2* — верхневолжские фосфориты; *3* — нижневолжские глины; *4* — фосфориты зоны *Virgatites virgatus*; *5* — известняки и мергеля зоны *V. virgatus*; *6* — фосфориты зоны *V. pallasi*; *7* — горючие сланцы зоны *V. chetae*; *8* — глины кимериджа; *9* — глины верхнего оксфорда; *10* — глины нижнего оксфорда; *11* — песчаники оксфорда и кимериджа; *12* — глины верхнего келловея; *13* — глины среднего келловея; *14* — оолитовые мергеля среднего келловея; *15* — фосфориты среднего келловея; *16* — песчаная фация нижнего келловея; *17* — глинистая фация нижнего келловея; *18* — глины байоса и бата; *19* — континентальные отложения средней юры и келловея.

Характер келловейской фауны — бореальный: наиболее типичны для него такие аммониты, как *Cadoceras*, происхождение которого неизвестно, но который, по всем имеющимся данным, пришел в пределы Русской платформы из Арктики; *Quenstedtoceras*, широко распространенный в верхнем келловее, является прямым потомком предыдущего. Обычные западно-европейские роды — *Macrocephalites* и *Cosmoceras* — встречаются реже, а *Reineckeia* вовсе неизвестен в русском келловее. Все это подчеркивает своеобразный характер русского келловейского моря, находившегося всецело под влиянием северных течений. Находки в районе Рязани форм, близких к польским (*Perisphinctes mosquensis* и др.), указывают на существование прямой связи Подмосковного

бассейна и польского моря. Наличие на Кавказе *Cadoceras* свидетельствует о свободном сообщении русского моря с северо-кавказским.

В оксфорде также преобладают глинистые фации, причем распространение осадков оксфорда связано обычно с верхним келловеем. В бассейне Суры мы должны отметить наличие перерыва в отложениях, обнимающего верхний келловей и оксфорд, так что на среднем келловее лежат глины с *Cardioceras alternans*, неправильно относимые Розановым, а за ним и другими геологами, к нижнему кимериджу. Этот перерыв увеличивается к востоку, так как на Общем Сырте среднекелловейские фосфориты покрываются непосредственно нижневолжским ярусом. На Доно-Медведицком валу и в окрестностях Саратова можно наблюдать только остатки размытого оксфорда, прикрытые непосредственно барремом. Курско-воронежская юра очень мало изучена, бедна фауной и поэтому выделение отдельных горизонтов встречает в данном случае значительные затруднения. Присутствие оксфорда здесь весьма вероятно. Фауна оксфорда отчасти имеет эндемичный характер, так как широко распространенный в нем *Cardioceras* представляет прямого потомка *Quenstedtoceras*. Кроме того, мы встречаем в нем представителей западно-европейской фауны (*Rasenia*, *Aspidoceras*, *Pelloceras* и др.). Очевидно, польско-русский пролив существовал в это время так же, как и в келловее, что обусловило смешение бореальной и западно-европейской фаун. В Донецком бассейне оксфорд выражен известняками, это резко отличает указанный район от всех остальных, где мы имеем отложение глинистых пород.

Кимериджские породы представлены всюду, за исключением Донецкого бассейна, глинами, тогда как в последнем развиты коралловые известняки — фация, очень распространенная в Крыму, на Кавказе и в Западной Европе, но неизвестная на Русской платформе. Область, покрытая кимериджским морем, была меньше по сравнению с оксфордским: оно не распространялось далеко на запад, так как под Москвой и на верхней Волге кимериджские отложения попадаются изредка в виде прослоев фосфоритов. Фауна кимериджа — типично западно-европейская: можно думать, что связь с Арктическим морем в это время прервалась.

Очень большую пестроту фаций мы наблюдаем в нижневолжском ярусе. В районе Подмосковного бассейна развиты фосфориты и песчано-глинистые породы не более 5—7 *м* мощности. К востоку мощность нижней части нижневолжских образований увеличивается, достигая 20—30 *м*, причем получает развитие фация битуминозных глин и горючих сланцев. В верхней части дело обстоит иначе: в Среднем Поволжье (бассейн Суры и прилегающее правобережье Волги) отложения с *Virgatites virgatus* представлены сближенными слоями фосфоритов, зато на Общем Сырте мощность этого горизонта увеличивается до 25 *м*, причем получает развитие своеобразная фация светлых глин с прослоями кремнистых известняков. Район распространения фации горючих сланцев огромен — от верховьев Вятки на севере до Каспийской степи на юге, от левобережья Суры на западе до Оренбурга на востоке.

Фауна нижневолжских слоев очень характерна: в ней большое значение имеют бореальные формы, как, например, ауцеллы и северные белемниты. Фауна *Pavlowia* — также северная; что же ка-

сается *Virgatites*, то этот род на севере не встречается, а появился, повидимому, откуда-то с юго-востока. Наличие его в Англии и северной Франции говорит о каком-то соединении русского моря с западноевропейским; это соединение было, вероятно, очень слабым, так как не происходило обмена фаунами, как это мы отмечали для келловея, оксфорда и кимериджа. На юге Русской платформы — в Донецкой впадине, в районе Доно-Медведицкого вала — нижневолжские отложения неизвестны, что указывает на обширное поднятие всего юга — возможно, в связи с андийскими движениями в Крыму и на Кавказе. Верхневолжские породы, известные только в Подмосковном бассейне, представляют регрессивную серию, так как состоят либо из песчаников, либо из слоев фосфоритов. Фауна указанных слоев имеет, с одной стороны, бореальный характер (ауцеллы), с другой же — выражена очень своеобразными аммонитами, к которым примешиваются формы, неизвестные на Западе, но имеющие там родственных представителей (*Garnieria*).

Развитие юры на Русской платформе характеризуется многими общими чертами. Первое, что бросается в глаза — это позднее наступление трансгрессии (только в Донецком бассейне мы имеем лейас). Ход развития трансгрессии полностью отвечает разнице в стабильности отдельных тектонических элементов платформы. В самом деле, вначале затапливается Донецкая впадина, затем — Восточно-Русская (доггер Поволжья и бассейна Печоры) и, наконец, — Подмосковный бассейн и Полесский мост. Для всех юрских бассейнов характерно меридиональное распространение на востоке и наличие широтного соединения с западно-европейскими морями на западе. Это соединение становится очень затрудненным в нижневолжский век и совершенно прерывается в верхневолжский, когда вся северо-западная Европа осушается — «пурбекская» суша.

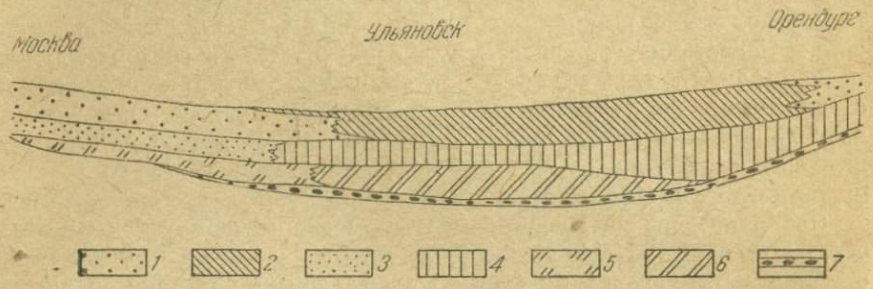
Очень типично для юрских морей платформы наличие глин с серным колчеданом и фосфоритом, отчасти с сидеритом. Глинистый материал мог появиться только в результате внесения ила со стороны Балтийского щита, так как на востоке глины, по мере приближения к Уралу, переходят в пески и песчаники. Это в одинаковой мере относится как к Большеземельской тундре, так и к окрестностям Оренбурга.

Исключение составляет Донецкий бассейн, удаленный от источников размыва и находившийся под влиянием теплых южных течений, где осаждение глин имело место только в лейасе и доггере, более же молодые горизонты представлены известняками.

Конец юрского периода отмечается резким изменением осадочного процесса — а именно отложением на огромном пространстве горючих сланцев и усиленным фосфоритообразованием. Происхождение горючих сланцев объяснялось различно — наиболее правдоподобное объяснение предложено Страховым, выдвигающим гипотезу широкого развития подводных лугов из водорослей, которые, отмирая и скапливаясь на дне, давали начало битуминозному илу. Этот процесс отличался от нефтеобразования тем, что протекал за счет растительного вещества в бассейне с нормальной соленостью и нормальным количеством растворенных в воде газов: на последнее указывает богатейшая органическая жизнь, остатки которой буквально переполняют сланцы. Процесс отложения осадков, по

Страхову, прекратился за счет быстрого обмеления моря, уничтожившего донную растительность.

Интенсивное фосфоритообразование конца юры связано было, очевидно, с очень частыми колебаниями земной коры, при которых уровень моря был крайне непостоянным; это вызывало отмирание фауны и образование фосфоритов, что очень хорошо можно видеть и по данным стратиграфии таких отложений; во многих местах Поволжья можно наблюдать выпадение то одного, то другого фау-



Фиг. 42. Фации нижнего мела между Москвой и Оренбургом.

1 — песчаная фация альба; *2* — глинистая фация альба; *3* — континентальные пески апта; *4* — глины апта; *5* — прибрежная фация баррема; *6* — глинистая фация баррема; *7* — валанжинские фосфориты.

нистического горизонта, так что стратиграфические колонки смежных районов иногда очень сильно отличаются друг от друга. Частые явления перерыва в осадках и многочисленные слои фосфоритов объясняются Наливкиным деятельностью морских течений, разрушавших отложенные осадки и сгружавших фосфоритовые гальки. Указанный фактор, несомненно, играет очень важную роль, но объяснять все явления перерывов и выпадения горизонтов только им, как это делает Наливкин, конечно, нельзя. Мы должны принять до конца юры очень непостоянное положение морского уровня, связанное с незначительными колебаниями земной коры в это время.

Палеогеография нижнего мела и его литогенез непосредственно связаны с тем процессом, который мы охарактеризовали для верхней юры (фиг. 42). Начало нижнемеловой эпохи отмечается появлением песчаных пород и усиленного фосфоритообразования, причем фосфоритовые слои ложатся очень часто несогласно на юрские породы, трансгрессивно перекрывая их вплоть до оксфорда и келловея. Наиболее низкий горизонт—рязанский—отчетливо выражен между Москвой и Окско-Цнинским валом. Присутствие рязанских слоев под Сызранью также в настоящее время доказано. Для указанного горизонта, так же как и некоторых горизонтов валанжина бассейна Суры, характерно присутствие аммонитов западно-европейского типа (*Berriasella* — для рязанского горизонта, *Garnieria* — для валанжина). Пути проникновения этих форм в среднюю Россию остаются еще неясными.

Валанжин отличается наличием фауны чисто северного типа (*Polyptychites*, *Aucella*, *Tollia* и др.), никакой примеси форм южного валанжина, за исключением указанного выше случая появления *Garnieria*, нет. Это указывает на то, что валанжинское море не

имело прямой связи с Западом. Действительно, после верхневолжской регрессии море вытягивается меридионально, не доходя на запад даже до Москвы. В Донецкой впадине в это время отлагаются лишь континентальные породы, так что никакого опускания в ней не было со времен кимериджа. Валанжинское море было мелкое; в нем отлагались слои фосфоритов и глауконитовые пески. Отсутствие готеривской фауны всюду, за исключением бассейна Печоры, говорит либо о действительном уходе моря из Восточно-Русской впадины на север, либо о прекращении осадкообразования под влиянием морских течений. Решения этого вопроса у нас еще нет. Баррем начинается значительной трансгрессией, которая распространяется также и на весь Подмосковный бассейн (табл. XI). Связи с западом нет, как не было опускания ни на Полесском мосту, ни в Донецкой впадине, где вырабатывала себе долину река — прообраз современного Днепра.

В апте замечается сильное сокращение площади, занятой морем: оно уходит из Подмосковного бассейна и, повидимому, оставляет бассейн Печоры. Это мы можем предполагать не только по отсутствию там аптских отложений, но и по особенностям аптской фауны Поволжья, которая имеет резко выраженный средиземноморский характер. Можно думать, что в апте начался подъем северной части Русской платформы, который в дальнейшем распространился южнее. Перерыв связи с полярными морями и превращение Волго-Печорского пролива в обширный залив, открытый в сторону Тетиса, обусловил появление в нем южной фауны. Попрежнему Донецкая впадина была выше уровня моря, как об этом свидетельствует отсутствие аптских пород в этом районе. В Подмосковном бассейне развиты кварцевые пески с флорой, которая заставляет относить их к континентальным образованиям. В пределах Поволжья апт представлен в глинистой фации, которая достигает окрестностей Оренбурга. В районе Доно-Медведицкого вала мы имеем заметное опесчанение аптских отложений, свидетельствующее о наличии здесь значительных колебаний уровня моря.

Продолжающийся подъем северной части Русской платформы вызывает дальнейшее отступание моря на юг, оно уже не переходит широты Костромы. Одновременно с этим начавшееся погружение Донецкой впадины, увлекая за собою и Воронежскую глыбу, опускает ниже уровня моря всю центральную часть платформы, благодаря чему альбский морской бассейн имеет форму широкого залива, ось которого направлена к северо-западу.

В альбе очень распространены песчаные фации с фосфоритами: мы их видим под Москвою, во всей Донецкой впадине, в районе Орла, на Доно-Медведицком валу. В других местах преобладают глины с прослоями песков.

Фауна альба так же, как и апта, имеет чисто средиземноморский характер, что отвечает вполне очертаниям бассейна, широко сообщавшегося с Тетисом. Встречается она сравнительно редко: мы знаем находки ее в районе Дмитрова близ Москвы, у Керенска (к западу от Пензы) и в районе Доно-Медведицкого вала.

Бросая общий взгляд на расположение нижнемеловых бассейнов, мы видим, что вначале имеют место условия, сходные с юрскими — то же меридиональное расположение их берегов, те же фосфоритовые

и глинистые фации. Вплоть до апта существует сообщение с Полярным морем, после чего наблюдается общий подъем северной части Русской платформы. Таким образом, отрезок времени от валанжина до апта является в сущности для Русской платформы продолжением юрского периода. Начиная с апта, мы видим уже некоторые изменения, выражающиеся в появлении обширного моря в центре платформы. Мы уже знаем из предыдущих глав, что в верхнемеловую эпоху море занимает всю южную часть платформы. Очевидно, в альбе произошли довольно крупные изменения структуры земной коры в пределах Восточной Европы: опускания к западу от Урала исчезают, зато развивается обширное погружение, параллельное Альпийско-Гималайской геосинклинали. Переход от нижнего мела к верхнему ознаменовывается в ней весьма интенсивным орогенезом (австрийская фаза), когда возникают складчатые покровы Альп, Карпат и гор юго-западного Ирана. Это складкообразование сменилось очень быстро новым опусканием в области геосинклинали, очевидно, увлекшим за собою и всю южную часть Русской платформы. В тоже самое время Урал настолько стабилизировался, что колебания земной коры вдоль осей древних складок сделались достаточно слабыми.

Верхний мел начинается огромной трансгрессией: существовавшее в альбе море распространяется через Полесский мост в Польско-Германскую впадину. Воронежская глыба и Донецкая впадина полностью погружаются ниже уровня моря так же, как Прикарпатская и Причерноморская. Такой устойчивый массив, как Азовско-Подольский — и тот, сильно погружаясь, оставался выше уровня моря только в своей центральной и восточной частях, к которым примыкают не затопленные сеноманским морем складки Донецкого бассейна. Но в Поволжье происходит поднятие всей его северной части, благодаря чему сеноманских отложений мы не знаем севернее линии Пенза — Саратов — Оренбург.

В сеноманском море преобладали песчаные и песчано-фосфоритовые фации, последние широко развиты в районе Доно-Медведицкого вала и в Донецкой впадине, в особенности по ее северной окраине. Сеноману свойственны главным образом глауконитовые пески и песчаники. Между альбом и сеноманом намечается местами перерыв в отложениях за счет выпадения враконских слоев, т. е. самых верхних горизонтов альба (зона *Mortoniceras inflatum*). Это явление свойственно главным образом району Доно-Медведицкого вала и указывает на то, что он испытывал значительные колебания в конце альба, вызвавшие появление островов и мелей. В других местах сеноман залегает согласно на альбе, трансгрессивно переходя с него на юру и девон и даже на докембрий в области Воронежской глыбы; у северного края донецких складок сеноман переходит на триас, на западной периферии Азовско-Подольской глыбы — на докембрий и силур. В этом последнем районе, помимо песчаных пород, мы встречаем также и мергеля. Мощность сеномана очень изменчива: от немногих метров в Донецкой впадине до 70 *м* в районе, расположенном к востоку от Доно-Медведицкого вала.

Фауна сеномана представлена главным образом двустворчатыми моллюсками; из аммонитов встречается лишь *Schloenbachia varians*. По сравнению с предыдущими эпохами поражает необычайно широкое развитие песков; несомненно, что все это обширное море было

крайне мелкое. Материал приносился, очевидно, реками с северной суши, которая, нужно думать, была настолько приподнята, что происходил усиленный размыв кристаллических пород Балтийского щита. Вспомним, что берега этого моря состояли либо из юрских и нижнемеловых глин, либо из палеозойских известняков, обработка которых морским прибоем, естественно, не могла дать песчаного материала, отложенного на таком огромном пространстве.

С началом турона море расширяется в области Среднего Поволжья, благодаря чему туронские слои ложатся непосредственно на альб. В указанное время происходит замечательное коренное изменение процесса литогенеза: всюду, где мы только видим турон и трудно отделимый от него коньяк, развиты белые мергеля, переходящие в мел. Иные фации — кремнистых пород, существующие в бассейне Десны и к северу от Москвы, а также глинистые, наблюдающиеся в басейне Суры, имеют совершенно ограниченное распространение. На всем остальном пространстве отлагаются органогенные породы с исчезающе малым количеством терригенного материала. Это обстоятельство говорит о совершенно иных физико-географических условиях северной суши, речная сеть которой, нужно полагать, утратила почти полностью способность к размыву и к соответствующему выносу обломочного материла в море. Подобное обстоятельство сопутствует очень значительному понижению страны, которое могло иметь характер эрозионного (в связи с превращением ее в пенеплен), или же тектонического, т. е. обусловливаемого ее опусканием; с этим, естественно, рука об руку шло почти полное прекращение эродирующей деятельности рек. Фауна турона и коньяка отличается сравнительной бедностью; встречаются иноцерамы, аммониты же и морские ежи отсутствуют.

В сантоне снова видим изменение литогенеза: здесь появляются опоки и кремнистые глины, широко распространенные среди сантонских отложений. Другой тип пород сантона — это глауконитовые пески и песчаники, а затем большое значение имеют разнообразные мергеля. В основании сантона очень распространена фосфоритово-губковая фация. Присутствие кремнистых пород говорит об обилии в сантонском море кремневых организмов, в частности губок со скелетом из кремнезема. Мы знаем, что большое количество указанных организмов свидетельствует о довольно низкой температуре морской воды. Поэтому можно предполагать влияние полярных вод на сантонское русское море. Находки сантона у Уфы и в Большеземельской тундре навели Архангельского на мысль о существовании вдоль западного склона Урала пролива. Работы последних лет показали, что связи с Полярным морем в обход Урала не могло быть, так что предположение Архангельского весьма вероятно. Действительно, кремневые фации развиты в области Поволжья, в частности вокруг Доно-Медведицкого вала, тогда как западнее принос кремнезема был значительно слабее. К тому же сантон Донецкой впадины отличается присутствием *Actinocamax granulatus*, очень хорошо известного в сантоне Западной Европы, но неизвестного в Поволжье. Можно поставить оба эти факта в связь и считать наличие кремнистых пород и *Actinocamax granulatus* взаимно исключающими друг друга. Нужно отметить, что фауна ежей, морских лилий и другая, встречающаяся в изобилии в Западной Европе, в рус-

ском море отсутствует, вероятно, в связи со значительно более низкой температурой его вод, находившихся, особенно на востоке, под воздействием холодного течения, шедшего с севера. Что касается распространения сантонского моря, то оно мало чем отличалось от того, что имело место ранее, за исключением меридионального приуральского пролива.

Сантонские отложения обычно лежат на коньясских и туронских слабо несогласно; это указывает на наличие небольших движений, обозначавшихся появлением фосфоритовых горизонтов. Наиболее значительные колебания земной коры были в районе Доно-Медведицкого вала и между Сурой и Волгой, благодаря чему распространение и характер фаций имели довольно пестрый характер.

В кампане и маастрихте уничтожается приуральский пролив, море имеет чисто широтное расположение, вследствие чего и характер осадочного процесса снова изменился (табл. XII). На смену опокам приходит накопление белого мела — фации, широко развитой на всем юге Русской платформы, в Польше, в северной Германии, во Франции и Англии. Фации верхних горизонтов верхнего мела имели следующее распространение: белый мел залегает в Ульяновском Поволжье, в районе Оренбурга, в районе Вольска, по среднему течению Дона и во всей Донецкой впадине; в сторону берега мел сменяется мергелями и мощными накоплениями глауконитовых песков и песчаников. Так дело обстоит западнее Суры, в бассейне Хопра и в Подмосковном бассейне. Весьма отчетливо вырисовывается влияние Доно-Медведицкого вала, вокруг которого развиты глины и глауконитовые пески. Вероятно, здесь была в это время непостоянная цепь островов. Наличие значительного количества песчаного материала в маастрихте и кампане говорит о новом поднятии северной суши и об усилении размыва ее реками. Фауна — обычная северо-европейская, но без аммонитов и морских ежей. То было время весьма значительных колебаний земной коры — особенно в Поволжье. Конец мелового периода ознаменовывается огромной регрессией: нигде на Русской платформе нет датских отложений, за исключением Общего Сырта и прилегающих частей Эмбенского бассейна, где залегают мшанковые известняки, что дает повод думать об отступании верхнемелового моря в юго-восточном направлении. Поднятие произошло очень быстро; благодаря этому море скоро отступило, и маастрихтские осадки стали быстро размываться; затем последовало не менее быстрое опускание, захватившее значительно меньшее пространство.

Палеоценовая трансгрессия затопила прежде всего Поволжье. Это обстоятельство было связано с тем, что датское море ушло в бассейн Эмбы и при последующем поднятии оно и распространилось в первую очередь на Поволжье. Характер фаций палеоцена очень своеобразен; всюду в его основании на размытой поверхности мела лежит крупнозернистый песчаник, отвечающий первой фазе погружения. Затем отлагаются опоки—диатомиты и трепела. Присутствие сплошной массы кремнистых осадков и наличие фауны северного типа указывают вполне определенно на связь с Полярным морем. Каким образом установилась эта связь? Обычное представление о соединении поволжского палеоценового моря с Арктикой в обход Урала с юго-востока поколеблено последними работами Яншина.

утверждающего, что соединение морей, достаточно свободное для проникновения течений, могло осуществляться только к югу от Мугоджар, где фауна имела уже южный характер. Поэтому он вынужден допустить существование пролива к западу от Урала, хотя никаких следов палеогена к северу от Ульяновска нет.

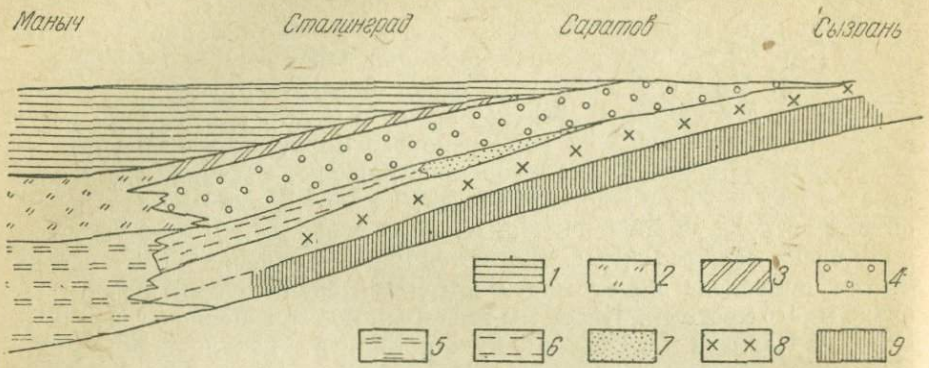
Сызранское море залило Поволжье, но далеко на запад не проникло — вряд ли оно распространялось западнее Доно-Медведицкого вала. При его обмелении стали отлагаться глауконитовые песчаники, а в нижнесаратовское время и пески. К этому времени приурочивается регрессия палеоценового моря, вскоре возвратившегося, но занявшего уже иное пространство. Севернее Саратова на этот раз оно не распространяется, но зато проникает западнее, обходя острова Доно-Медведицкого вала и заливая Донецкую впадину очень мелким морем: отлагаются каневские пески и песчаники. Фауна палеоцена имеет много представителей северных форм и очень много местных. К югу мы имеем прямое сообщение с северным склоном Кавказа и с Крымом, куда проникает поволжская фауна. Конец палеоцена отличается массовым накоплением кварцевых песков, часть которых имеет, несомненно, дюнный и континентальный характер, как об этом говорит присутствие среди них листьев и целых стволов деревьев.

После краткого перерыва возникает эоценовое море, двигавшееся также с востока на запад (табл. XIII). Эта трансгрессия восстанавливает в общем очертания верхнемелового моря, доходя на севере до Ульяновска, Воронежа и Могилева. Море заливает Воронежскую глыбу, снова опустившийся Полесский мост и целиком всю Азовско-Подольскую глыбу, увлеченную тем глубоким погружением, которое имело место в эоцене по северной окраине альпийских складок. На всем этом огромном пространстве отлагались песчаные, обычно глауконитовые, породы. Только на юге — в Бессарабии мы видим появление нуммулитовых известняков, и в Ергенях намечается связь с органогенной фацией северного склона Кавказа.

Вторая половина эоценовой эпохи отличается иным характером осадочного процесса — отлагаются киевские глины и мергеля, что указывает на весьма значительное углубление моря. Это была эпоха крайнего расширения Донецкой впадины до размеров всего бассейна — получился плоский прогиб, опустивший ниже уровня моря также и докембрийские массивы. Море совершенно свободно сообщалось с бассейнами Средней Азии, с одной стороны, и морями Германии и Южной Европы, с другой.

Дальнейшая история палеогеновых бассейнов выражается в постепенном обмелении их в области Донецкой впадины — появляются глины и глауконитовые пески харьковского яруса, которые сменяются кварцевыми песками полтавского яруса, являющимися отчасти морскими, преимущественно же континентальными образованиями. О последнем свидетельствуют находки янтаря, присутствие каолина и наземной флоры. По мнению некоторых геологов, полтавские пески могут быть отнесены и к миоцену. Краевые части киевского и харьковского бассейнов сложены песчаными породами, что очень хорошо можно видеть у северной границы их распространения. На Азовско-Подольской глыбе палеогеновые отложения сокращены по сравнению с Донецкой впадиной, что свидетельствует о явлениях поднятия этого

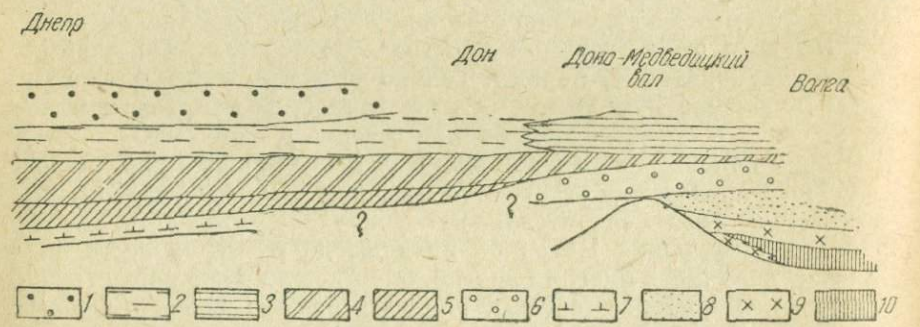
массива, который мог временами выделяться в виде крупного острова. К югу от Азовско-Подольской глыбы и Донецких складок снова располагалась область более глубокого моря Причерноморской впадины, в это время начинавшей погружаться.



Фиг. 43. Смена фаций в палеогене между Манычем и Средним Поволжьем.

1 — майкопские глины; *2* — фораминиферовые мергеля Северного Кавказа; *3* — киевские мергеля; *4* — царицынские глауконитовые пески, песчаники и опоки; *5* — флишеподобные породы палеоцена долины Маныча; *6* — песчано-глинистые отложения верхнесаратовского яруса; *7* — прибрежные и континентальные отложения верхнесаратовского яруса; *8* — нижнесаратовско-верхнесызранские глауконитовые и кварцевые пески; *9* — нижнесызранские опоки.

Несколько иную картину представляет в этом отношении южная часть Восточно-Русской впадины. Эоцен здесь так же, как и



Фиг. 44. Схема развития палеогена между Днепром и Волгой.

1 — полтавские пески; *2* — харьковские песчано-глинистые породы; *3* — майкопские глины; *4* — киевские глины и мергеля; *5* — бучакские и глауконитовые пески; *6* — царицынские пески, песчаники и опоки; *7* — каневские песчаники; *8* — верхнесаратовские пески; *9* — пески и песчаники нижнесаратовского и сызранского яруса; *10* — сызранские опоки. Знаки вопроса указывают отсутствие увязки нижнего эоцена и палеоцена в бассейне Днепра и Волги.

в Донецкой впадине, выражен в песчано-глауконитовой фации. В киевское время мы имеем отложение очень маломощных мергелей. Их фациальные изменения еще совершенно не изучены. Харьковский ярус сложен всюду, где он мог быть обнаружен, плотными глинами, теми самыми, которые в Крыму и на Кавказе слывут под именем майкопских (фиг. 43). Все это производит впечатление, что южная часть впадины испытывала в олигоцене весьма значительное

погружение, отвечая на то интенсивное геосинклинального типа прогибание, которое имело место на внешней стороне поднимавшихся альпийских складок Кавказа. Не менее замечательно отсутствие полтавских пород в Поволжье и на Ергенях, вызывающее предположение, что появление их в Донецкой впадине связано с особыми условиями окружающей геологической обстановки (фиг. 44). Особый интерес представляет решение вопроса, откуда в палеогеновых морях накопилось такое большое количество песчаного, в особенности кварцевого, материала. До палеогена ничего подобного не замечается ни в каких горизонтах мезозоя, не говоря уже о палеозое. Между тем в это время Азовско-Подольская глыба и донецкие складки были перекрыты морем. От поднимавшегося Кавказа палеогеновые моря Русской платформы были отделены зоной мергелисто-глинистых осадков. Таким образом, принос песчаного материала мог последовать только с севера. Если учесть то положение, что северная суша еще в мелу была пенепленизирована, то появление столь большого количества обломочного материла станет еще более загадочным. К сожалению, мы точно еще не знаем, насколько широко на севере были распространены те песчаные прибрежные фации меловых морей, перемывание которых могло дать весьма значительное количество грубого терригенного материала. С другой стороны, не исключена возможность крупного подъема северной суши в связи с датской регрессией и возобновления ввиду этого интенсивной эрозии континента. Эти вопросы могут быть в настоящее время только поставлены, разрешения же их мы еще не имеем.

Характер палеогеографии неогена уже был разобран нами в предыдущей главе. Здесь следует лишь остановиться на литогенезе неогена и на распределении его фаций.

7. Отражение на Русской платформе альпийского орогенеза

Олигоценовый бассейн, в котором отлагались темные майкопские глины, перешел без всякого изменения в море нижнего миоцена. Мощное накопление указанных глин мы ставим в связь с постепенным разрушением поднимающегося Кавказского хребта. Мы уже видели, что образование этих осадков шло в условиях очень значительного сероводородного заражения, обусловленного недостаточной циркуляцией воды в глубоководных морских котловинах, соединенных неглубокими проливами. В среднем миоцене этот процесс продолжается в районе восточной части Причерноморской впадины, тогда как на западе развиты различные обломочные породы и органогенные образования; присутствие первых зависит от размывания песчаного палеогена и подстилающих его кристаллических пород Азовско-Подольской глыбы. Глинистый материал кавказского происхождения сюда не проникал, и поэтому в западной части среднемиоценового моря мы не имеем отложения указанного материала; последнее обычно соединено в условиях нашего юга с крупными опусканиями, способствующими плохой вентиляции бассейна течениями и в связи с этим появлению сероводородного заражения. Такую картину мы можем проследить в течение всего среднего миоцена, сармата, мэотиса и понта. К северу от зоны глубоких вод мы встречаем область мелкого моря, осадочный процесс в котором не

зависел от накопления продуктов размыва Кавказа. Поэтому здесь преобладают песчаные, песчано-глинистые породы и органогенные образования. Мы уже видели, что конфигурации неогеновых морей зависели от тех колебаний, которые испытывал южный край Русской платформы под влиянием альпийского орогенеза.

Основная особенность Русской платформы в неогене — это сосредоточение моря на стыке ее с Альпийской геосинклиналью и отсутствие морских образований на всем остальном пространстве, что близко напоминает положение вещей современной нам геологической эпохи.

Очевидно, в это время произошло значительное погружение ее южного края и поднятие всего остального пространства совместно с Балтийским щитом и Уралом. Повидимому, и область нынешнего Баренцова моря находилась также выше уровня моря, так что на север суша продолжалась до района нынешних арктических глубин.

Начало плиоцена совпадает с событием исключительно важного значения, захватившим восточную часть платформы.

В это время происходит опускание Заволжья, соединенное с очень крупными дислокациями сбросового типа в Среднем Поволжье (Жегулевская дислокация, Пугачевский сброс, дислокации бассейна Суры, Сока и Самарки). Вместе с тем происходит погружение впадины Каспийского моря. Следовательно, мы имеем здесь дело с меридиональными разломами и прогибами, поперечными по отношению к Альпийской складчатой зоне и параллельными уральскому направлению. Эти нарушения воспроизводят древние опускания, свойственные Восточно-Русской впадине, возобновляя их, повидимому, в уже значительно более жесткой структуре, и относятся к широко распространенным поперечным сбросовым линиям, возникшим в неогене на периферии альпийской зоны; сюда принадлежит Рейнский грабен и его продолжение вплоть до Осло, система огромных сбросов Восточной Африки и др. В связи с этим погружением происходит акчагыльская трансгрессия, широко разливающаяся по Заволжью и захватывающая опущенные долины Волги, Камы, их притоков, а также р. Урала. По Причерноморской впадине трансгрессия достигает Керченского пролива, где вступает в связь с полупресным куяльницким бассейном, куда фауна акчагыла, свойственная значительно более соленым водам, не проникает из-за сильной опресненности бассейна. Этот эпизод был довольно кратким, и море снова возвратилось назад в Прикаспийскую впадину, очевидно, в связи с новым подъемом платформы. Нужно отметить еще процесс колебания меридиональной зоны, которое вызывает сужение понтического бассейна на меридиане Ставрополя и разобщение черноморского и каспийского бассейнов в конце плиоцена и в четвертичное время. Одновременно с этим, прогрессирующим темпом идет опускание черноморской котловины, которое достигает максимума на пороге наших дней.

Параллельно происходит значительный подъем платформы, о чем свидетельствует появление своеобразных континентальных отложений, истинный смысл образования которых до сих пор еще не раскрыт. Это—ергенинские пески, широко распространенные между Доном, Ергенями и Манычом. К северу возможно проследить их в виде двух полос, из которых одна тянется от Сталинграда через

Тамбов к Москве, а другая оттуда же к Уралу. Кроме того, эти пески обнаружены к югу от Тулы, в районе Арзамаса, в верховьях Камы и в ряде пунктов Заволжья. Очевидно, мы имеем дело со следами существования какой-то обширной гидрографической сети, привязанной к огромной дельте на юге. Происхождение указанных песков неясно: они слишком грубы и слишком неправильно напластованы, чтобы можно было приписать их деятельности реки с нормальным уклоном и обычным ходом эрозии. Поэтому возникает вопрос — не связано ли их образование с очень быстрым и очень резким подъемом платформы в ответ на крупные проявления альпийского орогенеза в конце плиоцена.

В четвертичном периоде мы имеем еще ряд тектонических движений, о которых на этих страницах говорить нет основания.

8. Основной ход развития платформы

Нам остается подытожить сказанное. Мы видим влияние на платформу четырех орогенезов — каледонского, герцинского, тихоокеанского и альпийского. Оно выражается в непосредственном воздействии на тело платформы, а также в распределении площадей, занятых морем, т. е. в колебаниях, уводящих их ниже уровня моря.

Влияние каледонского орогенеза в северо-западной, наиболее устойчивой, части платформы сравнительно небольшое. Оно выражается в появлении расколов кристаллического ее фундамента, с которыми связаны интрузии периферических частей (Кольский полуостров). Погружение Каледонской геосинклинали вызывает кембрийскую и силурийскую трансгрессии на Балтийском щите. Наоборот, складкообразование начала девона обусловливает весьма значительный подъем всей платформы и покрытие западной ее части чехлом продуктов разрушения созданных горных хребтов. Отображение на платформе каледонских движений Альпийской геосинклинали нам неизвестно по причине глубокого опускания фундамента платформы на юге.

Прогиб Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, начиная с кембрия и кончая началом перми, вызывает соответствующее и при этом весьма значительное погружение всего восточного края платформы. Правда, для кембрия и силура у нас нет никаких данных, но, имея в виду амплитуду опускания на Урале, мы вправе предположить, что и на платформе в это время были значительные трансгрессии. В девоне их возникновение уже несомненно. Первые поднятия на Урале в конце девона отражаются на платформе превращением Подмосковного бассейна в лагуну. Наоборот, на юге мы видим явления растяжения и закладку Донецкого геосинклинального прогиба, который образуется параллельно погружениям Альпийской геосинклинали в наиболее выдвинутом участке устойчивой западной части платформы. Именно здесь между Подмосковным бассейном и южной окраиной платформы и могло возникнуть новое прогибание; в связи с этим можно считать параллельными такие, казалось бы, разнообразные элементы структуры платформы, как южный край Азовско-Подольской глыбы, линия ее северного очертания, направление донецких складок, северный край Донецкой впадины, ось Воронежской глыбы и южное крыло Подмосковного бассейна.

Этот процесс достигает своего максимума в карбоне, вследствие чего часть платформы приобретает на время геосинклинальные черты. В это же самое время погружение Уральской геосинклинали отражается на платформе длительным прогибанием всей ее восточной половины, что вызывает затопление последней, постепенно распространяющееся на север и захватывающее Тиман, который до сих пор являлся весьма устойчивым участком платформы.

Складкообразование на Урале вызывает различные последствия на платформе. Прежде всего отметим поднятие опускавшейся восточной части платформы и отмирание моря, которое здесь существовало по крайней мере с середины девона. Пластичность Восточно-Русской впадины, начиная с конца карбона, становится значительно меньшей, и в дальнейшем она почти все время располагается выше уровня моря. Параллельно с этим возникает крайне энергичный процесс покрывания восточной части Русской платформы колоссальным смывом с Урала, особенно значительным вблизи только что созданного горного хребта. Этот процесс шел с различной интенсивностью в зависимости от геоморфологической истории Урала, причем наиболее крупный материал накапливается в начале триаса.

Помимо перемещения минеральных масс с Урала на платформу, герцинский орогенез затронул и самое тело платформы, изогнув область Восточно-Русской впадины в пологие складки и образовав валы, купола и брахиантиклинали, особенно отчетливо видные на Тимане[1]. Давление, оказанное на платформу, передалось к юго-востоку, создав слабую складчатость Донецкого бассейна и вернув снова этот район в состав платформы.

Оглянемся назад на палеозой; его осадкообразование почти исключительно зоогенное — обломочные породы играют совершенно незначительную роль. Появление континентальных отложений отмечается два раза: первый раз — на западе в девоне и второй раз — на востоке в перми, причем образованием континентальных пород заканчивается палеозойская история платформы. Последние, за исключением углей в Подмосковном бассейне, имеют характер накоплений в аридном климате.

Мезозой начинается полным осушением платформы, являющимся результатом герцинской складчатости, а затем наступают мелкие колебания, снова приводящие море в Восточно-Русскую впадину, но уже с отложением глин при полном отсутствии зоогенных пород. После складкообразования в Донецком бассейне возникает новый прогиб, который, однако, не доходит до размеров предыдущего, являясь к тому же очень кратковременным, так как к концу юры он перестает существовать.

Начиная с конца нижнемеловой эпохи, на платформу оказывает воздействие жизнь Альпийской геосинклинали, тогда как уральское направление дает о себе знать очень редко. В течение всего верхнего мела и палеогена южная часть платформы погружена под уровень моря, причем зоогенное осадкообразование происходит здесь под влиянием то теплых, то холодных течений. В палеогене мы отмечаем массовое появление обломочных пород.

---

[1] Мы уже говорили, что основное складкообразование на Тимане, вероятно, было в нижнем палеозое.

Неоген отмечается очень сложными колебаниями юга платформы, где идет процесс геосинклинального перерождения краевой ее части в связи с усиливающимся альпийским орогенезом: возникают бассейны с аномальным осадкообразованием — отлагаются глины в условиях сероводородного заражения вод этих морей. Начало плиоцена отличается значительными поднятиями в районе Причерноморской впадины и возобновлением крупных опусканий в южной части Восточно-Русской, на этот раз соединенных со сбросами. После временной акчагыльской трансгрессии платформа снова испытывает подъем, который особенно значительным оказывается в области Фенно-Скандии; это приводит к троекратному оледенению платформы, сопровождавшемуся погружениями Прикаспийской впадины и постепенным расширением Черноморской. Послеледниковое время застает центральную часть Балтийского щита в стадии небольшого, но очень выдержанного прогибания, что заставляет думать о весьма крупных процессах перерождения этого наиболее крупного устойчивого участка Русской платформы.

Развитие рельефа Русской платформы сводится к чередованию глубоко проходящей эрозии континента и создания развитой системы рек с крупными затоплениями суши и образованием широких выравненных пространств, в свою очередь становящихся объектом денудации. В связи с этим процесс этого развития, обусловленный, как мы видели, тектонической историей платформы, является прерывистым, причем денудация затрагивает главным образом поверхностные части земной коры, так как, с одной стороны, она не имеет возможности глубоко вскрыть тело платформы, а с другой—под ее резец ложатся все новые и новые осадочные толщи вплоть до недавней ледниковой аккумуляции.

Часть третья

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

К югу от Русской платформы и прилегающих к ней с запада и востока герцинских складчатых сооружений располагается пояс альпийских складок, иначе говоря, здесь мы имеем то складчатое сооружение, которое возникло и окончательно сформировалось в неогене. Как известно, пояс альпийских складок проходит через всю южную Европу, южную и восточную Азию, занимая ту площадь, на которой располагался океан Тетис, наиболее резко выраженный в мезозое.

На советскую территорию заходит только северная окраина Альпийского складчатого пояса, сопровождаемая добавочными складчатыми сооружениями, возникновение которых относится к мезозою.

Отличительным свойством Альпийской складчатой зоны является крайняя интенсивность складкообразования, что дает очень сложную характеристику тектонических складчатых форм; складки сопровождаются крупнейшими излияниями молодых вулканических пород и очень значительными опусканиями. Выходы на поверхность палеозоя, а тем более докембрия очень редки и относятся к погребенным под покровом мезозоя складчатым сооружениям.

Очертания Альпийской складчатой зоны нашего юга выявляются следующим образом. Северное ограничение Альпийской зоны от Вислы на западе до Усть-Урта на востоке составляет Русская платформа в виде Прикарпатской, Причерноморской и Прикаспийской впадин. На северо-востоке мы имеем герцинские складки Памиро-Алая и его продолжения в сторону Урала.

Южное ограничение Альпийской зоны нигде не касается пределов СССР; оно состоит на западе из Аравийской платформы, а на востоке из Индийской. Альпийская зона наиболее узка в районе Кавказа, где Аравийская платформа далеко выступает к северу. Второе ее сужение, еще более значительное, приходится на Гиндукуш, а именно на участок между Памиром и Индийской платформой.

Альпийская складчатая зона в пределах СССР и в областях, близких к ним, состоит из ряда отдельных тектонических элементов (табл. XIV). Наиболее западной складчатой системой является дуга Карпат от Дуная у Вены до Дуная у Железных ворот (Орсова). Это типичное альпийское складчатое сооружение, возникшее поверх разломанных и погруженных периферических частей средне-европейской герцинской системы; оно характеризуется мощными шарьяжами и надвигами в сторону Русской платформы и Валахской плиты,

представляющей собою, повидимому, опущенное палеозойское складчатое основание.

Продолжением Карпатской дуги к югу от Дуная является Балканская складчатая полоса, также опрокинутая и надвинутая во внешнюю сторону, т. е. на север — в сторону Валахской плиты и складок Добруджи.

Дальнейшее продолжение балканских складок следует искать в северной части Малой Азии, где складки имеют широтное направление. На востоке они изгибаются слабо выпуклой дугой к северу, образуя Армянскую складчатую область. Отсюда складчатые дуги проходят через Талыш (между Араксом и Каспийским морем) и обходят котловину Каспийского моря с юга, образуя складки Эльбурса. Далее к востоку они снова изгибаются к северу, переходя в Копет-даг. Затем продолжение альпийских складок мы видим в Паропамизе (северо-восточный Иран—Хоросан) и далее в Гиндукуше, проходящем по северному Афганистану и крайнему северу Индии. Здесь мы имеем разветвление их на Каракорум и Гималаи. К югу от этих складчатых зон находятся другие линии складок, занимающие все пространство до южной периферии Альпийского пояса.

Помимо указанных тектонических элементов, опрокинутых к северу, имеются еще другие, располагающиеся впереди главного пояса складок. Из них отметим прежде всего Добруджу—совершенно нивелированные складки низовьев Дуная, где мы находим герцинское складчатое основание, перекрытое складчатым же мезозоем. Восточнее располагаются складки Крыма, где также имеется складчатый мезозой. К югу от них мы видим глубокую котловину Черного моря, которая и в настоящее время испытывает постоянное опускание, нося характер современного геосинклинального бассейна. К востоку от Черного моря проходит Кавказ, сложно построенное тектоническое целое, не закончившее до сих пор своего развития; кавказские складки опрокинуты к югу и надвинуты на опущенные и раздавленные остатки палеозойского складчатого сооружения, которое известно под именем Рионско-Куринской глыбы. Эта последняя отделяет Кавказ от армянских складок, опрокинутых к северу, т. е. в сторону той же Рионско-Куринской глыбы.

К востоку от Кавказа и Рионско-Куринской глыбы расположена впадина Каспийского моря, представляющая собою поперечную зону современного погружения. Восточнее его мы имеем складки Мангышлака, переходящего к югу в Туар-кыр. Последний занимает восточное побережье залива Кара-богаз. К югу отсюда тянутся мезозойские складки Большого и Малого Балхана, упирающиеся в Копет-даг. Мангышлакские складки, повидимому, продолжаются к востоку до первых складок Урало-Тянь-шаньской системы. Строение пустыни Кара-кум нам в точности неизвестно, и поэтому определить ее тектоническое положение пока не представляется возможным. Большинство складчатых систем Альпийского пояса было сформировано во второй половине неогена, некоторые из них продолжают формироваться и в настоящее время. С этим совпадают наличие недавно потухших грандиозных вулканов (Казбек, Эльбрус, Арарат, Демавенд и др.) и явление современных опусканий и поднятий, отчетливо видных по берегам Черного и Каспийского морей. Кроме того, эти области являются очень сильно сейсмичными — вспомним

землетрясения в Крыму, в Ленинакане, в Кубе, в Шуше и пр. Все вместе взятое дает очень ясную картину не закончившегося еще орогенеза, что послужило поводом Архангельскому и Шатскому назвать Альпийский складчатый пояс «живой геосинклиналью», хотя явления геосинклинальной стадии развития земной коры мы видим только в Черном и Каспийском морях, остальные же области были весьма недавно геосинклиналями, причем процессы орогенеза в них еще не закончились. Мы начнем наше изложение с Крыма, как наиболее западного элемента Альпийской зоны на территории СССР и как наиболее просто построенного. Далее мы перейдем к Кавказу и Закавказью, после чего, обойдя с юга Каспийское море, познакомимся с Копет-дагом и со структурными элементами, расположенными между Каспийским морем, Аралом и Аму-дарьей.

II. КРЫМ

1. Тектоника Крыма

Крым, несмотря на свою доступность и частую посещаемость, до сих пор изучен геологически очень слабо. Причина этого лежит в очень сложном и весьма запутанном его геологическом строении; особенно это нужно сказать относительно тектоники Крыма. Она выявляется работами Борисяка, Фохта, Соколова, Архангельского, Меннера, Муратова и в особенности Моисеева. Ясной и четкой картины крымской тектоники у нас еще нет.

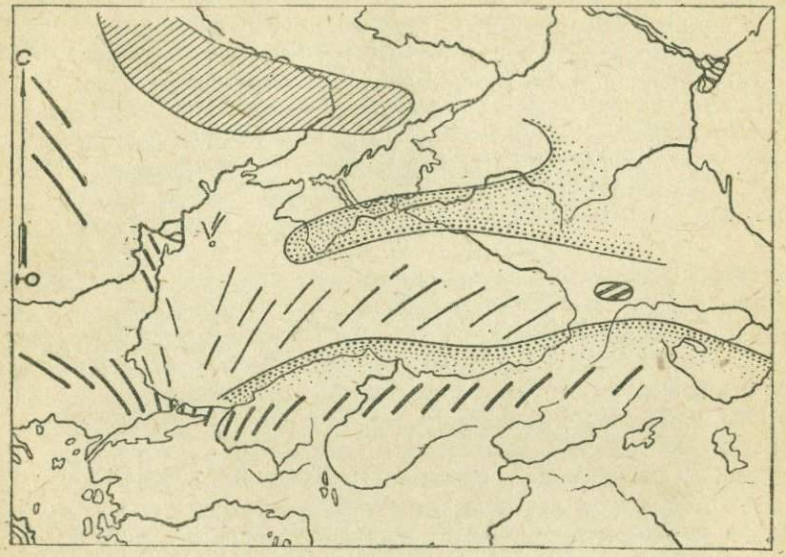
Крымские горы занимают южное побережье полуострова, причем с юга они обрезаны системой ступенчатых сбросов. На востоке они постепенно затухают и сдвинуты меридионально рядом расколов. Между Херсонесом и бухтой Ласпи мы наблюдаем поперечный сброс, благодаря которому горы обрываются вертикально в море (м. Фиолент, м. Айя). На Керченском полуострове имеются складки, продолжающиеся через пролив на Таманской полуостров, не связанные, однако, с крымскими в единое тектоническое целое.

Крымские складки сложены породами от верхнего триаса до неогена. Геосинклинальный характер носит только структура крымского основания, т. е. триаса и низов юры, более же высокие горизонты представляют платформенные образования. Особенностями крымской тектоники следует считать наличие резко выраженной дисгармоничной складчатости мезозойских отложений, а также сравнительно пологие и простые формы в юре и мелу, соединенные со значительными продольными и поперечными сбросами. Кроме того, в юрских породах мы встречаем ясные следы проявления вулканической деятельности.

Наиболее резко смяты сланцы «таврической формации», представляющие собою верхний триас и лейас. Основания этой свиты мы не знаем, но некоторые оригинальные особенности ее тектоники могут дать указания на то, что́ находится ниже ее. Дело в том, что среди сланцев зажаты местами огромные отторженцы известняков с аммонитами нижней перми, а также массивы диабазов, не имеющие корней. Подобные факты могут быть объяснены лишь тем, что под триасом располагаются нижнепермские известняки, которые при последующем орогенезе были частично оторваны от общей их массы и с огромным напором вдвинуты в пластичные толщи сланцев. Ве-

роятно, при этом триасовые сланцы были сорваны с подстилающих пород, что произошло благодаря резкой разнице литологического состава известняков и сланцев и различной сопротивляемости их тангенциальному давлению.

Существуют также мнения, что эти экзотические глыбы появились в результате размывания и обваливания герцинских хребтов, наличие которых предполагается к северу и югу от Крыма.



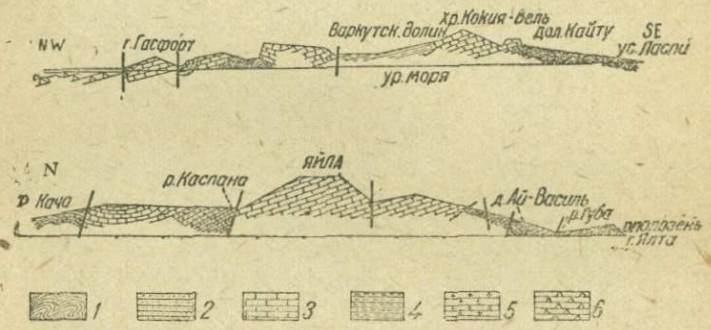
Фиг. 45. Область Черного моря в нижнепермскую эпоху (по Вильзеру).

Штрихи — Азовско-Подольская глыба; точки — область, занятая нижнепермским морем; жирные линии — герцинские простирания; тонкие линии — предполагаемые автором герцинские простирания.

Об основании Крыма мы можем судить по тектонике Добруджи,— оригинального складчатого участка низовьев Дуная в Румынии, который многими авторами, начиная с Зюсса, ставится в непосредственную тектоническую связь с Крымом, так как целый ряд признаков сближает Добруджу с последним. В Добрудже мы имеем очень энергичные складки сильно метаморфизованного девона, прорванного гранитными интрузиями; эти складки простираются с СЗ на ЮВ. На северо-западе они уходят под покровы Карпат и смыкаются затем со складками Келецко-Сандомирского кряжа, а на юго-востоке скрываются под уровнем Черного моря. Можно думать, что они оконтуривают с юга край Русской платформы, смыкаясь с крымскими простираниями. По Вильзеру, складки Добруджи направляются к Босфору, откуда при помощи резкого изгиба тянутся к Северному Кавказу (фиг. 45); этот исследователь вообще отвергает общность Крыма и Добруджи, входя местами в конфликт с геологической действительностью.

Над складчатым девоном в Добрудже залегает несогласно континентальный верхний палеозой, что дает нам представление о наличии здесь зоны интенсивной герцинской складчатости — очевидно, пе-

риферической полосы герцинского сооружения Западной Европы. Над палеозоем мы видим сильно смятый триас, поверх которого юра и мел залегают только с небольшими изгибами. Подобная картина верхней части добруджинской структуры весьма напоминает крымскую. В связи со всем отмеченным можно считать достаточно вероятным наличие в Крыму ниже сланцев таврической формации мощного и сложного складчатого сооружения герцинского возраста, часть которого опущена глубоко на дно Черного моря, составляя ту исчезнувшую сушу, которую Вильзер называет «Понтидой». Нужно предполагать, что в Крыму мы имеем только северную периферическую зону этого складчатого сооружения.



Фиг. 46. Схематические разрезы через Крымские горы (по Моисееву).

I — разрез от долины Черной речки до залива Ласпи.
1 — таврическая формация; *2* — средняя юра и келловей; *3* — верхняя юра; *4* и *5* — нижний мел; *6* — верхний мел.
II — разрез от р. Качи до Ялты.
1 — таврическая формация; *2* — доггер; *3* — мальм.

Таврическая формация несогласно покрывается средней юрой. В Добрудже столь же сильно складчатый триас покрывается также несогласно верхней юрой. Крупные движения между лейасом и доггером в Крыму несомненны; их следует относить к киммерийской фазе, запоздавшей по сравнению с ее обычными проявлениями (граница триаса и юры). В связь с этим орогенезом следует поставить нахождение в юго-западном Крыму известняков лейаса, которые, однако, нигде не залегают нормально, а включены и зажаты среди таврических сланцев. Известняки, вероятно, были принесены с юга (в Крыму лейас выражен в глинистой фации) и силою вдвинуты в сланцы при энергичном складкообразовании. Киммерийская складчатость сопровождалась напряженной вулканической деятельностью, так как таврические сланцы прорезываются магматическими породами. Она продолжалась и в среднеюрскую эпоху, когда возникли лакколиты Лимен, Аюдага и происходили излияния мелафиров и андезитов на Карадаге.

Юрские образования залегают значительно более полого, что следует приписывать не только более слабой деятельности тектонических сил, но гораздо более плотным, мало поддающимся на изгиб известнякам, из которых сложена верхняя юра Яйлы. Складки имеют обычно северо-восточное простирание, сменяющееся в районе Ялты меридиональным, что стоит в связи с существованием по всему южному берегу сбросов. Последние крайне часты в Крыму; местами

они переходят в горизонтальные сдвиги. Большое количество сбросов возникло при смятии жестких яйлинских известняков, что доказывает германотипный характер этой складчатости. С указанными явлениями стоят в связи чешуйчатая структура известняков и их выжимание (фиг. 46).

В восточном Крыму, в районе Судака и Феодосии, титон залегает несогласно на более древних юрских породах, причем в его основании мы видим мощные конгломераты; это обстоятельство говорит об андийских движениях. На западе Крыма эти соотношения не выявлены еще с достаточной полнотой, хотя Моисеев и указывает несогласное залегание меловых образований на юрских. Меловые отложения, мало развитые на Яйле, слагают Вторую и отчасти Третью гряду, полого падая к северу и северо-западу. На них с легким несогласием лежит палеоген, известный только на Второй и Третьей грядах.

Крайне оригинальный тектонический район представляет собою восточная часть Крыма, где наблюдаются сбросы меридионального простирания, связанные с явлениями срывания мела и палеогена и надвигания их с севера на юг, благодаря давлению, шедшему с юга и вызвавшему энергичные подсовывания таврической формации под юру. Явления же надвигания на юг — отражение движения основания на север. Вдоль северного края Крымских гор замечается несогласное залегание среднего миоцена, т. е. 2-го средиземноморского яруса, на олигоцене. Наконец, Архангельский указывает на движения, относящиеся к границе сармата и мэотиса. К этому же времени он приурочивает и упомянутые выше сдвиги Феодосийского района. Более поздние движения выразились в сводообразном поднятии всего Крыма, что было связано с возникновением ступенчатых продольных и поперечных сбросов по южному берегу Крыма, определивших его современную тектоническую структуру.

Помимо постепенно затухавшей складчатости Крымских гор, мы имеем миоценовую и плиоценовую, даже отчасти четвертичную складчатость Керченского полуострова, представляющую собою серию вытянутых брахиантиклиналей и брахисинклиналей, общее расположение которых совместно с подобными же складками Таманского полуострова образует слабо выпуклую к северу дугу между Черным и Азовским морями. По мнению Архангельского, неогеновая складчатость Таманского и Керченского полуостровов является периферической частью движений, имевших место в геосинклинальном прогибе, который располагался южнее по окраине погруженного складчатого сооружения: керченские складки приспособляются к ранее поднятым крымским складкам и не заходят западнее, возможно, в силу наличия к северу от Крымских гор гипотетического жесткого упора, мешавшего распространению складчатых волн на степную часть Крыма.

Итак, в основании Крыма, повидимому, находится герцинское складчатое сооружение, сходное с тем, которое выступает в Добрудже. Более поздние движения — киммерийские — застали в Крыму геосинклинальную зону, образовавшуюся, вероятно, в начале триаса. Тектоника юры и мела отличается характерными германотипными чертами — наличием большого количества сбросов, сдвигов и разломов и сравнительно пологими формами складчатости.

Эти признаки мы считали характерными для краевых плит платформы. В настоящее время Крым представляет собою высоко приподнятое германотипное складчатое сооружение, испытавшее в неогене процесс пенепленизации и оборванное с южной стороны сбросами, возникавшими при опускании Черноморской котловины.

2. Стратиграфия Крыма

Пермские отложения в Крыму известны только в виде огромных тектонических отторженцев, зажатых среди триасовых сланцев. Они, таким образом, оторваны от сплошного массива пермских пород и находятся во вторичном залегании, представляя так называемые «экзотические глыбы». Их можно видеть у Симферополя, на р. Марте, на р. Альме у д. Бешуй, а также в долине Салгира. Во всех этих выходах мы имеем сильно разломанные известняки весьма различного характера — черные, светлосерые, слоистые или, наоборот, массивные. По словам Туманской, нужно думать, что они являются обломками и глыбами целой свиты пермских отложений. Мы совершенно не знаем, где следует искать корни этих отторженцев, но скорее всего где-то на юге. Фауна указанных известняков очень богата — мы находим здесь плеченогих (*Productus*, *Spirifer* и др.), двустворчатых моллюсков, брюхоногих, трилобитов, а также аммонитов, из которых мы отметим *Popanoceras*, *Paraceltites*, *Agathiceras*. Состав фауны указывает, согласно Туманской, на н и ж н е п е р м с к и й возраст отторженцев, из которых некоторые относятся к самым нижним горизонтам нижней перми, пограничным с карбоном, другие же, наоборот, — к самым верхним. Последние данные говорят о наличии в некоторых из отторженцев фузулин, свойственных низам верхней перми. Характер фауны свидетельствует о том, что эти породы отлагались в широком открытом море нормальной солености, принадлежащем к южной пермской провинции, связанной с Тетисом. Таким образом, мы впервые в нашем геологическом обзоре СССР сталкиваемся с отложениями перми в нормальном морском развитии.

Триас распространен в Крыму очень широко, занимая нижние части склонов Яйлы, от бухты Ласпи на западе до Судака на востоке, и входя в состав т а в р и ч е с к о й ф о р м а ц и и. Кроме того, триас развит по р. Альме, а также появляется к востоку от Симферополя. Триасовые породы представлены в Крыму глинистыми сланцами с *Pseudomonotis ochotica* — формой, как известно, крайне характерной для верхнего триаса севера и востока Азии. Далее, в сланцах была найдена *Halobia celtica*. Некоторые слои их, судя по фауне *Avicula contorta*, относятся к рэтскому ярусу и, следовательно, могут быть поставлены в основание юры. Мощность крымского триаса не поддается точному определению из-за крайне резкой измятости сланцев, но во всяком случае она насчитывает несколько тысяч метров (4000 — 6000), что указывает на существование в это время ясно выраженного геосинклинального режима.

Верхние горизонты сланцев таврической формации относятся к **юрской системе**; мы уже отмечали наличие в ней рэтских слоев с *Avicula contorta*. Более высокие горизонты содержат уже фауну лейаса. Кроме того, мы имеем в Крыму выходы зажатых среди тав-

рических сланцев лейасовых известняков, коренное залегание которых в Крыму неизвестно; очевидно, они представляют собою экзотические глыбы, принесенные сюда тектоническим путем. К верхним частям таврической формации приурочены интрузии диоритов и эффузии диабазов, кварцевых порфиров и других изверженных пород.

Среднеюрские отложения развиты в Крыму в районе бухты Ласпи, у Никитского сада и на плато Яйлы к северу от Ялты. По Моисееву, они имеются также к востоку от Симферополя; Фохтом они относились к нижнему триасу. Далее отметим, что средняя юра выходит к востоку от Судака и у Коктебеля. Доггер сложен конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами; конгломераты, наблюдаемые в основании толщи, залегают несогласно на резко смятых таврических сланцах. Среди образований доггера существуют горизонты вулканических туфов и слои с растениями *Cladophlebis*, *Coniopteris*, *Williamsonia*, давшими начало каменному углю (Бешуй на р. Альме). Аммонитовая фауна доггера указывает на байосский и батский его ярусы (*Parkinsonia Parkinsoni*, *Lytoceras Adelae*, *Phylloceras*). Присутствие двух последних родов аммонитов указывает на ярко выраженное южное влияние. Мощность крымского доггера определяется в среднем около 600 *м*; его отложения свидетельствуют о наличии весьма различных фаций — глубоководной (сланцы с аммонитами), мелководной и прибрежной (песчаники и конгломераты), континентальной (слой с растениями и каменным углем). Кроме того, мы имеем вулканогенную фацию (вулканические туфы и эффузивы — Карадаг).

Верхняя юра занимает в Крыму широкое пространство: ею сложено все плато Яйлы, начиная от Балаклавы и кончая окрестностями Алушты. Из верхней же юры сложены Чатырдаг, Демерджи и Караби-яйла; отсюда верхнеюрские образования тянутся к Старому Крыму и Феодосии. Верхнеюрским известнякам обязана Яйла особенностями своего рельефа — резко выраженным карстом и отвесным обрывом к южному берегу. Известные крымские «хаосы» — скопления громадных глыб известняков, покрывающих пологий сланцевый склон, представляют собою остатки разрушенного известнякового массива. То обстоятельство, что последний является водопроводящим и что он расположен на сланцах и глинах, вызывает огромные оползни, постоянные скольжения глинистых масс и обвалы и тем самым составляет бич южного берега Крыма.

Верхнеюрские отложения начинаются конгломератами и песчаниками, переходящими кверху в сплошные массивные известняки, главным образом коралловые, мощностью до 700 *м*. К северу она постепенно падает.

В восточном Крыму средняя юра переходит в келловей с *Macrocephalites macrocephalum*, *Phylloceras* и *Lytoceras*. В более высоких горизонтах толщи появляется *Cardioceras cordatum*, свидетельствующий об оксфорде. В западном Крыму эти горизонты отсутствуют. В толще известняков мы находим большое количество кораллов, морских ежей, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, указывающих на лузитанский ярус (верхний оксфорд + нижний кимеридж). Выше встречаются кимериджские формы *Exogyra virgula*, *Oppelia*, *Phylloceras*, с очень четко выраженным южным

отпечатком. В восточном Крыму поверх кимериджских и лузитанских слоев несогласно залегает титон, в основании которого расположены мощные конгломераты и глыбы нижележащих пород; местами титон переходит непосредственно на среднюю юру. Конгломераты покрыты песчаниками, глинистыми сланцами и мергелями; они содержат *Berriasella callisto* и ряд форм из альпийского титона.

Меловая система слагает Вторую гряду Крымских гор, протягиваясь полосой от Байдар и Балаклавы через верховья Салгира, Карасубазар и Старый Крым к Феодосии. Нижний мел покрывает в районе Бахчисарая несогласно таврическую свиту. Внизу залегают известковистые песчаники (65 *м*) с белемнитами южного типа *Duvalia*, *Hibolites* и с южными же аммонитами (*Neocomites neocomiensis*, *Thurmania*, *Crioceras* и др.); кроме того, эта толща содержит также *Exogyra Couloni*. Возраст этих песчаников определяется как валанжин и готерив. Над ними развиты желтоватые и красноватые известняки баррема с кораллами *Duvalia*, *Phylloceras*, *Holcodiscus* и др. Наряду с такими южными формами встречаются также и северные — *Simbirskites versicolor* — указывающие на существование в южном барремском море течений, шедших из Поволжья и приносивших отсюда северную фауну.

Апт выражен темными глинами и мергелями с *Hibolites semicanaliculatus*. В альбе мы находим глауконитовые песчаники и известняки с *Hibolites minimus* и различными *Aucellina*. Общую мощность нижнего мела в Крыму можно определить в 250—300 *м*.

Нижний мел Крыма испытывает с запада на восток большие изменения; так, в средней части Яйлы валанжин и готерив заключают мощные толщи конгломератов с гальками юрских пород, а также изверженных пород и кристаллических сланцев; последнее обстоятельство загадочно, так как в Крыму кристаллических сланцев нет. Вероятно, эти гальки происходят с юга, где, возможно, располагалось палеозойское горное сооружение, которое, очевидно, к тому времени еще не было погружено под уровень моря. В восточном Крыму, в районе Феодосии, строение нижнего мела сильно меняется: валанжин, готерив и баррем сложены зелеными глинами, а апт и альб — темными глинами; мощность нижнемеловых образований здесь значительно больше, чем на западе, и измеряется несколькими сотнями метров. Эта картина показывает, что песчано-мергелистый нижний мел западного Крыма переходит к востоку в глинистую фацию; это стоит в связи со значительно большим погружением на востоке. Следует иметь в виду, что в западной части Кавказа широко развита крайне мощная толща нижнемелового флиша, так что в этом направлении идет переход от платформенных фаций Крыма к геосинклинальной зоне Кавказа.

Верхний мел в Крыму начинается сеноманом, сложенным белыми мергелями со *Schloenbachia varians*, *Acanthoceras rhotomagense* и другими аммонитами альпийской провинции; он связан с альбом постепенным переходом. Мощность его местами достигает 300 *м*; иногда он выклинивается нацело. Турон, мощностью в 20 *м*, представлен белыми мелоподобными мергелями и известняками и заключает *Inoceramus labiatus* и *In. Lamarcki*. Над ними залегает толща мергелей в 50 *м* мощности без ископаемых, относящаяся, по мнению Архангельского, к коньяку и сантону.

К а м п а н состоит из 20 *м* мелоподобных мергелей с *Belemnitella mucronata*, *Pachydiscus neubergicus* и *Inoceramus balticus*. М а а с т р и х т начинается стометровой толщей мергелей со *Scaphites*, *Belemnitella lanceolata*, над которыми залегают маломощные (20 *м*) глауконитовые песчаники с богатой фауной (устрицы, *Belemnitella americana*). Этим, однако, верхний мел не заканчивается, так как имеется еще и д а т с к и й ярус, сложенный мшанковыми известняками с *Crania ignabergensis* и *Echinocorys sulcata*.

Верхний мел Крыма имеет отчетливо западно-европейский характер, но северное влияние в нем сказывается (присутствие *Belemnitella*). От южного типа развития верхнего мела его отличает отсутствие гиппуритов и орбитоидов. Кроме того, особый отпечаток ему придает наличие датских отложений, которые почти целиком отсутствуют на Русской платформе.

Палеоген тянется вдоль Третьей гряды Крымских гор, начиная от Севастополя через Бахчисарай и Симферополь далее к востоку. Им сложена также равнина южной части Керченского полуострова. В районе Бахчисарая п а л е о ц е н тесно связан с датскими известняками; над последними залегают мергеля с *Cucculaea*, *Cardita volgensis*. Кверху они переходят в плотные мергеля с разнообразной фауной. По своему возрасту они соответствуют нижнесаратовским слоям Поволжья, на что указывает общность фауны обоих районов.

Палеоцен покрывается мергелями, в которых начинают попадаться нуммулиты и которые содержат также *Pecten parisiensis*. Над мергелями располагаются известняки с большим количеством нуммулитов и *Pecten parisiensis* (60 *м*). Выше известняков опять залегают белые мергеля в 300 *м* мощности с *Lyrolepis caucasica*. Остатки этой рыбы очень характерны для верхнего эоцена Кавказа. Таким образом, палеоцен в Крыму покрывается толщей э о ц е н а, в его крымском (нуммулитовые известняки) и кавказском развитии (слои с *Lyrolepis caucasica*).

Палеоген заканчивается мощными о л и г о ц е н о в ы м и серыми глинами, которые резко увеличиваются в мощности к востоку, доходя до 1500—2000 *м*, и нижняя часть которых имеет флишевый характер. Это знакомые нам уже м а й к о п с к и е глины, имеющие широкое развитие вокруг всего Кавказа. Ниже лежащие горизонты палеогена в восточном направлении также сильно изменяются: эоценовые известняки и мергеля постепенно уменьшаются в мощности и замещаются зелеными глинами. Палеоген переходит к Феодосии в толщу желтых мергелей, лишенных ископаемых. Так же, как и в нижнем мелу, в палеогене замечается переход от известняковой фации к глинистой, которая имеет уже характер геосинклинального образования.

О неогене мы очень много говорили в предыдущей главе, захватывая и территорию Крыма, повторять сказанное нет надобности.

Четвертичные отложения играют в горном Крыму довольно незначительную роль, так что и о них мы не будем распространяться.

3. История развития

Вполне возможно, что основание Крыма в общем сложено так же, как фундамент Добруджи; не лишено, впрочем, вероятия предположение, что отдельные детали его могут складываться иначе, чем

в Добрудже, где весь верхний палеозой образован континентальными породами; скорее всего он приближается к кавказскому типу, где наряду с континентальными и угленосными каменноугольными отложениями имеется и морская пермь южного типа.

Вследствие этого мы с некоторой долей вероятия можем принять, что в Крыму имела место герцинская складчатость очень большого размаха, создавшая сложно построенную и обширную горную страну. Последняя испытала по северному своему краю некоторое опускание, что послужило причиной нижнепермской трансгрессии, не дошедшей на западе до Добруджи; размеры трансгрессии нам неизвестны.

Переходим к триасу. Имеется ли в Крыму нижний и средний триас, нам неизвестно; верхний же триас выражен таврическими сланцами, указывающими на значительное прогибание дна моря и заполнение последнего мелко отмученными продуктами размыва суши. Присутствие в Крыму и на Кавказе в верхнем триасе *Pseudomonotis ochotica* объединяет обе области и указывает на восточное влияние. Эта форма в Добруджу не проникла, вероятно, потому, что последняя находилась под воздействием течений, шедших с запада. Наличие среди триасовых сланцев Крыма экзотических глыб свидетельствует о каких-то очень крупных движениях, во время которых триасовые сланцы были сорваны с палеозойской подстилки и резко смяты; при этом были захвачены верхние части палеозойской свиты и втиснуты в пластичную сланцевую толщу. Описанное могло иметь место только во время киммерийской складчатости; последняя очень отчетливо выражена на Кавказе. Характер соотношений, намечаемых Вильзером для Добруджи, не оставляет никаких сомнений, что там тоже были интенсивные движения, хотя Вильзер упорно их отрицает, считая их проявлением дисгармоничной складчатости [1].

В Крыму киммерийская складчатость определяется несогласным залеганием доггера на триасе, присутствием экзотических глыб лейаса, вдвинутых в таврические сланцы и явлениями размывания и переотложения последних.

В доггере в Крыму происходило погружение денудированной горной страны и покрытие ее морем. Этот процесс сопровождался проявлениями весьма интенсивного вулканизма, свидетельствующего, что магматическая деятельность, оживившаяся во время киммерийского орогенеза, еще не затухла, а продолжала давать о себе знать довольно энергично, как последние отзвуки минувшего пароксизма складчатости.

Верхняя юра в Крыму обнаруживает существование мелкого моря, где имело место усиленное рифообразование, причем суша намечается к северу от Яйлы. В Добрудже опускание складчатой киммерийской страны начинается только в оксфорде, но фация примерно та же, что и в Крыму — рифовые известняки с средне-европейской фауной. Последняя в Добрудже не содержит ни южных *Phylloceras* и *Lytoceras*, ни представителей русского моря, характерных для Крыма. Последнее объясняется достаточно просто —

[1] Дисгармоничная складчатость выражается в весьма различных формах складок для пород рыхлых и пластичных, с одной стороны, и твердых, с другой; в первых складчатость интенсивна, тогда как последние сминаются с трудом в складки большого радиуса.

Добруджа лежит много западнее Крыма и непосредственного сообщения с русским юрским морем не имела; фауна последнего, вносимая в Тетис (а мы в данном случае имеем дело с его северной окраиной) холодными течениями, не могла проникнуть на запад.

Конец юры в Крыму так же, как и на Кавказе, обозначается андийской фазой складчатости. Это доказывается несогласным залеганием титона на кимеридже и существованием в основании первого грубых и мощных конгломератов. В западном Крыму это явление не установлено сколько-нибудь ясно — может быть, из-за неточно и неполно изученной стратиграфии. В Добрудже, повидимому, нижний мел лежит согласно на верхней юре. В Крыму андийская складчатость имела пост-орогенный характер — создались пологие складки, сопровождавшиеся расколами, что свойственно германотипному характеру складчатости, как известно, проявляющемуся в условиях жесткой структуры. Этому способствовал также и состав пород — плотные, массивные известняки, с трудом поддающиеся сгибанию.

В Крыму нижний мел выражен отчетливо; в западной части Крымских гор меловые отложения маломощны и местами содержат значительное количество обломочного материала, на востоке же ясно виден переход в глинистую и флишевую фации; иначе говоря, здесь имело место весьма значительное прогибание земной коры. Чем дальше к востоку, тем более геосинклинальным характером отличаются фации. Нужно еще отметить, что в нижнем мелу прогибание шло в районе юрской суши, расположенной к северу от Яйлы. На последнюю же, сложенную юрскими известняками, это изгибание распространилось мало.

Меловая трансгрессия затопила как Добруджу, так и Крым, причем в северной Добрудже мы имеем белый мел со средне-европейской фауной, а в южной развиты южные фации. В Крыму верхний мел представлен плотными известняками небольшой мощности, свидетельствующей о том, что в это время Крым сделался в достаточной степени стабильным. Ларамийские движения отмечаются в Добрудже отсутствием датских слоев и палеоцена, в Крыму же мы имеем в датском веке продолжающуюся трансгрессию, и отступление моря приходится на самые низы палеоцена. Все это также подчеркивает, что Крым находился в условиях более подвижных, чем Добруджа.

Эоценовая трансгрессия отложила в том и другом районе нуммулитовые известняки. К востоку они исчезают, замещаясь глинистой фацией, составляющей преддверие к широкому развитию на Кавказе эоценового флиша. Для олигоцена мы видим ту же картину — глинистые образования Крыма переходят на Керченском полуострове в мощную свиту майкопских глин, указывающих на явления весьма значительного погружения. О неогене мы много говорили в предыдущей главе; мы видели, что это было время мощного опускания, особенно на востоке. К неогену в Крыму относятся ряд крупных поднятий — в конце 1-го средиземноморского века, в конце сармата и в плиоцене, когда создались складки Керченского полуострова. Поднимавшиеся Крымские горы испытали в неогене выравнивание, пенепленизацию, что привело к созданию платообразного рельефа. В плиоцене мы видим мощное сводообразное поднятие Крымских гор с их пенепленизированным рельефом

на большую высоту, — что сопровождалось расколами и прогибами, продолжающимися и доныне. Прилегавшее с юга к Крыму складчатое сооружение было при этом постепенно погружено и перекрыто неогеновыми осадками. Нужно думать, что его раздробление и опускание заняло весь мезозой и палеоген, а в неогене были погружены его остатки, причем опускание захватило и периферические части его, которые и составляют современные Крымские горы. Все эти вопросы еще далеко полностью не разрешены, в особенности темна история Крыма в неогене.

Очень любопытно, что Добруджа не испытала неогеновых поднятий. Характер движений земной коры в Добрудже был иным — мы видим здесь область более устойчивую, более стабильную, чем в Крыму, где подвижность земной коры была гораздо более значительной вследствие большей близости его к испытывавшему мощные орогенические движения Кавказу. Подвижность земной коры в Крыму выражалась как и в значительных погружениях, так и в крупных поднятиях, это особенно характеризует новейшую историю Крыма.

4. Полезные ископаемые

Юрские вулканические извержения дали на Карадаге большие массы трассов — твердого вулканического туфа и пуццоланов — рыхлого туфа, представляющих великолепный кислотоупорный и солеустойчивый строительный материал. С юрским же периодом связано и образование небольших месторождений каменного угля у Бешуя к востоку от Бахчисарая. В отложениях турона имеется оригинальная мылоподобная глина — кил (кефекиллит), разрабатываемая близ Севастополя.

III. ГЛАВНЫЙ КАВКАЗСКИЙ ХРЕБЕТ

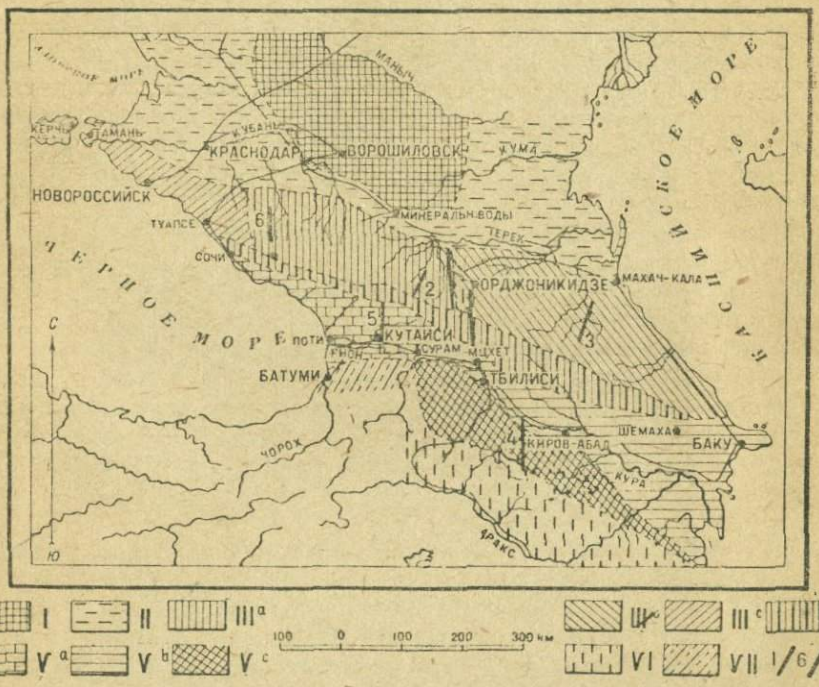
1. Тектоника

Мы переходим впервые на страницах этой книги к описанию сложно построенного грандиозного тектонического элемента. Вполне естественно, что огромность темы не позволяет разбирать его тектонику и стратиграфию с достаточной подробностью тем более, что ряд моментов в структуре Кавказа остается еще неясным. Поэтому нам придется, охватив тектонику хребта в целом и разобрав главнейшие отличия его структуры в отдельных районах, перейти к стратиграфии Кавказа, останавливаясь на целом ряде вопросов стратиграфии только мимоходом, дабы не загружать изложения колоссальным материалом; он к тому же до сих пор еще работниками Кавказа не сведен, а производить эти обобщения здесь не представляется возможным.

Кавказский хребет образует единое тектоническое сооружение, опущенное на западе под уровень Черного моря, а на востоке скрывающееся под водами Каспия. С севера к хребту примыкает описанная уже нами Причерноморская впадина, с юга — Рионско-Куринская глыба. Как мы увидим далее, он опрокинут огромными надвигами на юг, покрывая на значительной площади Рионско-Куринскую глыбу, так что северная граница последней находится значительно севернее южного края надвинутых на нее кавказских складок,

она, таким образом, располагается под самым Главным хребтом и, следовательно, недоступна наблюдению.

Геологическое строение Кавказа изучалось большим количеством геологов, истинное же представление об этом строении получено было только в последнее время благодаря трудам Герасимова, Робинсона, Паффенгольца, Кузнецова, Варданянца, Шатского, Дробышева и в особенности Ренгартена, которому мы обязаны сводкой тектоники Главного Кавказского хребта и Закавказья. В последнее время обращают на себя внимание работы Белоусова.



Фиг. 47. Тектонические зоны Кавказа (по Ренгартену).

I — ставропольская плита; *II* — депрессии Кубани и Терека; *IIIa*—зона северного склона, центральная часть; *IIIb* — зона северного склона, восточная часть; *IIIc*—зона северного склона, западная часть; *IV* — зона южного склона; *Va* — Рионская плита; *Vb* — Куринская плита; *Vc* — Азербайджанская плита; *VI* — зона Армении; *VII* — Ахалцыхский бассейн. *1—6* — места геологических профилей.

Ренгартен устанавливает на Кавказе и в Закавказье несколько тектонических зон (фиг. 47). Наиболее северная из них—область Предкавказья; в ней можно отличать впадину бассейна Кубани и впадину бассейна Терека, между которыми располагается Ставропольская плита. Это — область неогеновых слабо дислоцированных отложений, перекрытых в областях погружения мощной толщей четвертичных пород. Северную границу указанной зоны можно провести вдоль долины Маныча, захватывая тем самым южную часть Причерноморской впадины, в которую эта зона постепенно переходит. Южная граница ее совпадает с первыми юрскими складками Кавказа и проводится Ренгартеном от Темрюка через Майкоп, Невинномысскую,

Пятигорск, Прохладную и Грозный до Махач-Кала на Каспийском море.

К югу от этой линии располагается зона северного склона Главного Кавказского хребта, южной границей которой является линия Туапсе—Красная Поляна—верховья Ингура—Казбек — верховья Андийского Койсу — верховья Самура — ст. Киляси. Иначе говоря, эта линия соответствует гребню Кавказа. В зоне северного склона Ренгартен выделяет три части. Западная занимает площадь вплоть до р. Белой на востоке и представляет собою область погружения кавказских складок, сложенных в этом районе главным образом меловыми породами. Центральная часть протягивается отсюда до Терека; для нее характерно появление в высокогорной области докембрийского фундамента, прикрытого складчатым палеозоем, к которому присоединяется триас; все это перекрыто падающими к северу юрскими, меловыми и третичными образованиями. Вся остальная площадь северного склона относится к его восточной части, где обширное развитие имеют несложно дислоцированные юра и мел.

Совершенно отличную зону составляет южный склон Кавказа, сложенный целой системой надвигов, опрокинутых на Рионско-Куринскую глыбу и состоящих из геосинклинальных образований юры и мела. Эта зона поджата под северный склон, так что сильно разломанное докембрийское основание надвинуто на сжатую, сдавленную и разбитую надвигами мезозойскую зону южного склона. Граница ее с Рионско-Куринской глыбой проходит примерно по линии Сочи—Они—Цхинвали—Душети—Сигнах—Шемаха—ст. Киляси, где она выклинивается, будучи полностью перекрыта зоной северного склона. В отличие от последней она представляется единой.

Основными, наиболее характерными особенностями тектоники Главного Кавказского хребта являются следующие. Первое, что бросается в глаза — это резкое отличие северного склона от южного по фациям и по формам складчатости. На северном склоне мы имеем сравнительно слабо выраженную складчатость, связанную с огромным количеством расколов и взбросов, что особенно отчетливо выявляется для палеозоя и триаса Кабарды, Балкарии и Карачая, — на южном склоне крайне интенсивно развита изоклинальная складчатость, соединенная с многочисленными надвигами более древних пород на более молодые. Вторая особенность — различие структур северного склона и южного. Первый обнаруживает все признаки, свойственные краевым частям платформ, — слабая германотипная складчатость, обилие расколов и существование докембрийского кристаллического фундамента. Южный склон имеет типичный геосинклинальный характер — огромная мощность осадков, интенсивная складчатость, развитие глинистых сланцев и флиша, присутствие следов напряженной вулканической деятельности.

Особенность Кавказа составляет также надвигание разломанного и чешуйчато сложенного края докембрийского массива на геосинклинальную зону южного склона, которая в свою очередь опрокидывается рядом надвигов на Рионско-Куринскую глыбу (фиг. 48).

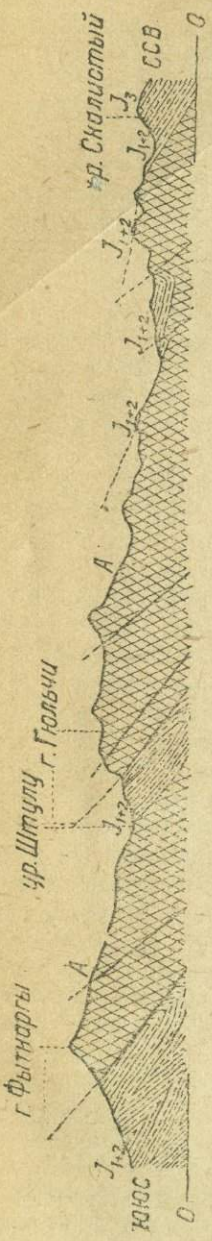
Наконец, следует отметить еще явление воздымания центральной части Кавказа и опускания его западного и восточного крыла,

что определяет современную географию Кавказа и развитие на нем речной сети.

Прежде всего обратим внимание на центральную часть северного склона. Под всеми осадочными напластованиями здесь располагается сложно дислоцированный и проникнутый интрузиями и эффузиями докембрийский фундамент, разбитый системой сбросов и расколов на отдельные глыбы и клинья, что с исключительной ясностью видно из профилей Робинсона для гор Бамбак и Ачешбок к западу от р. Малой Лабы. То же самое отмечается Агалиным для Большого Карачая и Варданянцем для долины р. Ардона. Докембрийский фундамент прикрыт складчатым кембрием и силуром, который несогласно покрывается карбоном. Этот факт так же, как и слабое развитие девона, указывает на каледонскую складчатость, к которой приурочен ряд интрузий. Характер каменноугольных пород, наличие в них континентальных отложений с каменным углем, конгломератами и красными песчаниками, говорит о судетской и астурийской фазах герцинской складчатости. Нижняя пермь покрывается несогласно триасом, который переходит с нее на палеозой и ложится на обширных пространствах непосредственно на кристаллический фундамент. Это обстоятельство свидетельствует о наличии движений в перми и огромной денудации, уничтожившей по большей части почти весь палеозой. Нижний и средний триас покрыт несогласно верхним. Резкое смятие первых двух указывает на существование еще одной фазы орогенеза, которая отсутствует у Штилле и которая обозначена Герасимовым под именем лабинской. Это последнее проявление герцинской складчатости, которая на Кавказе продолжалась до середины триаса. К востоку, в Горной Осетии, картина меняется в том смысле, что при существовании в некоторых местах палеозоя главенствующее значение получают юрские отложения, почти всюду лежащие непосредственно на докембрии, причем триас полностью отсутствует. Там, где мы имеем последний, юра залегает на нем резко несогласно, это определяет киммерийскую фазу складчатости. Отсутствие триаса в Горной Осетии свидетельствует, по Варданянцу, об очень значительном подъеме этого района перед отложением юры, что привело к очень глубокой его денудации, причем был вскрыт кристаллический фундамент. Юрские отложения смяты в систему обычно пологих складок, которые в Горной Осетии, по данным Варданянца, приобретают слегка веерообразное строение, будучи частично опрокинутыми к северу при главном опрокидывании на юг. При этом существует система надвигов и разрывов, вдоль которых происходило перемещение масс с севера на юг, причем более молодые породы сорваны с более древних и передвинуты в южном направлении. Подобная же картина, согласно Ренгартену, наблюдается и на северном отрезке Военно-Грузинской дороги. Пологие разрывы, вдоль которых мы имеем надвигание масс к югу, захватывают также и кристаллическое основание, благодаря чему в Дарьяльском ущелье мы видим надвигание докембрия на юру. Аналогичное явление в еще более резкой форме описывает Кузнецов в Балкарии, где неоднократно отмечается весьма значительное надвигание кристаллических пород на юру (фиг. 49). Это производит впечатление, что краевая часть докембрийского фундамента была разломана и отдельные его клинья были надвинуты в южном на-

правлении, образуя вместе с юрой резко выраженную чешуйчатую структуру большого стиля.

Все указанные надвиги и разрывы происхождения сравнительно недавнего: складки юры пересекаются ими наискось. Юрские отложения, имеющие очень широкое распространение по всему северному склону Кавказа, смяты в складки в андийскую фазу, т. е. между кимериджем и титоном; этот орогенез имел на Кавказе очень важное значение. Намечаются несогласия внутри меловой толщи, но они играют не особенно большую роль. Более молодые движения обозначаются только в предгорьях, где развиты неогеновые образования. Так, например, мы имеем несогласное залегание чокракских слоев на майкопской свите (штирийская фаза), очень резко выражено несогласное залегание мэотиса на сармате (аттическая фаза, сопровождающаяся появлением гранитных интрузий). Далее отметим, что весьма крупные движения на Кавказе происходили после отложения понтических слоев, что выражается в массовых накоплениях конгломератов и галечников, кроющихся в передовых цепях акчагылом. Герасимов присвоил этим поднятиям наименование восточно-кавказской фазы. Это было время очень крупных движений, соединявшихся с надвигами и разрывами. Еще более значительны для Кавказа фазы ронская — между



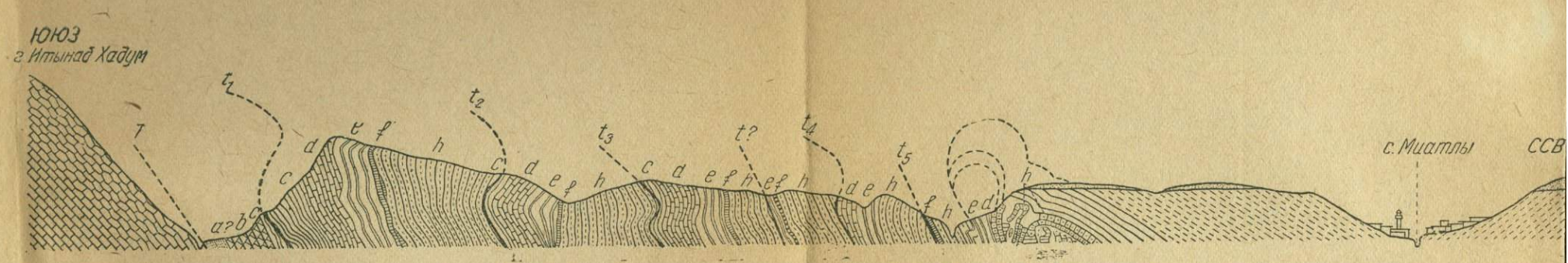
Фиг. 49. Схематический профиль через Балкарию (по Кузнецову).

J_3 — верхняя юра; J_{1+2} — средняя и нижняя юра без разделения; А — докембрий и древние граниты.



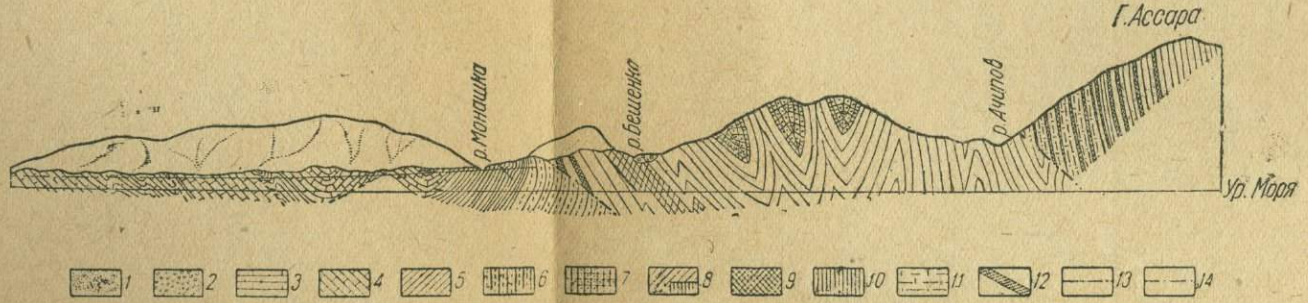
Фиг. 50. Схематический профиль через Дагестан (по Дробышеву).

N_1 — миоцен; Cr_2 — верхний мел; Cr_1 — нижний мел; Cr_3 — верхняя юра; J_2 — средняя юра; J_1 — нижняя юра.



Фиг. 51. Схема надвигового строения левого берега Сулака (по Шатскому).

a — нижняя толща фораминиферовых мергелей, налегающая на известняки (Cr_2 —) горы Хадум; *b* — зеленоватые мергеля верхней толщи с *Foraminifera*; *c* — известняковые сланцы этой же толщи; *d* — верхний слой белых мергелей фораминиферовой свиты; *e* — черные битуминозные мергеля нижней части майкопской свиты; *f* — мергеля того же горизонта; *h* — глины и песчаники более высоких горизонтов майкопской свиты; *T* — главный надвиг; t_1 — t_5 — второстепенные надвиги.



Фиг. 52. Схематический профиль через южный склон Кавказа в районе Красной Поляны (по Робинсону).

1 — аллювий, включая флювио-гляциальные отложения; *2* — древнеморенные отложения; *3* — свита пестроцветных сланцев, мергелей и известняков (верхняя юра); *4* — свита известняков, мергелей и известково-глинистых сланцев (верхняя юра); *5* — свита глинистых сланцев и песчаников (бат); *6* — верхняя свита туфов и порфиритов (байос); *7* — нижняя свита туфов и туфогенных пород (байос лейас); *8* — свита глинистых (ас пидных) сланцев (лейас); *И* — известняк; *9* — горизонт песчаников в свите глинистых сланцев (лейас); *10* — сланцевые свиты зоны Главного хребта; *11* — древнекристаллические сланцы и граниты (докембрий); *12* — диабазы и диабазовые порфириты; *13* — надвиг Главного хребта; *14* — надвиг краснополянский.

акчагылом и апшероном — и валахская — на грани плиоцена и плейстоцена. Эти обе фазы сопровождались крупнейшими разрывами и перемещениями масс с севера на юг.

Восточная часть северного склона известна нам еще очень мало: наибольшее значение имеют материалы дагестанского пересечения Дробышева и исследования Шатского в районе Черных гор в северном Дагестане. Отличие восточной части северного склона от центральной заключается в погружении кристаллического фундамента и крайне широком развитии юрских и отчасти меловых отложений.

Тектоника этой области проста: здесь распространены широкие сундучные складки, т. е. такие, у которых замок сложен слоями, близкими к горизонтальным (фиг. 50). Дробышев отмечает более резкую складчатость юрских сланцев по сравнению с верхнеюрскими известняками, что следует объяснять наличием дисгармоничной складчатости — значительно большим сопротивлением известняков сгибающим усилиям по сравнению со сланцами. Основание данной складчатой зоны неизвестно, складки же захватывают только верхнюю мезозойскую часть развитых здесь отложений, не затрагивая глубоких горизонтов. В сундучных складках наблюдаются разрывы и перемещения с севера на юг. Впереди складчатых зон, в построении которых принимает участие мезозой, располагаются просто построенные Терский и Сунженский хребты, образованные неогеном. По р. Сулаку Шатский описывает очень оригинальные формы дислокаций, которые в кратких словах выражаются в существовании сильно смятых и перетертых глинистых миоценовых слоев, сдернутых с их основания, представленного меловыми известняками; последние в верхней части испытали весьма существенные изгибы, раздробления и превращение в тектоническую брекчию (фиг. 51). Срывания миоцена и отчасти палеогена произошло под влиянием напора с севера и выразилось в виде нескольких надвигов, причем отдельные третичные горизонты были передвинуты на значительное расстояние к югу; процесс протекал одновременно с эрозией третичных отложений более внутренних частей хребтов Дагестана, благодаря чему был уничтожен упор; это также способствовало срыванию глинистых образований с твердых меловых известняков. Таким образом, мы присутствуем здесь при проявлении оригинальных форм дисгармоничной складчатости. По мнению Шатского, они имели место либо перед акчагылом, либо после него, соответствуя главной фазе складчатости на Кавказе.

Западная часть северного склона характеризуется быстрым погружением юры и переходом меловых отложений во флишевую фацию; здесь развиты в общем пологие складки с разрывами и с тенденцией к опрокидыванию и надвиганию в южную сторону. Начиная от Армавир-Туапсинской ж. д. хребет сложен исключительно меловыми породами, которые скрываются под палеогеном между Новороссийском и Анапой; к западу от нее мы имеем лишь неоген, смятый в знакомые уже нам брахиантиклинали.

Переходим к южному склону — узкой полосе геосинклинального типа, которая в западной своей части косо к простиранию обрезана берегом Черного моря, начиная от Новороссийска и кончая Сочи, где берег моря начинает захватывать уже Рионско-Куринскую глыбу. Последнее выявляется из изменения фаций и из иного харак-

тера тектоники. Южный склон изучен еще очень недостаточно. Мы имеем для района Туапсе работы Вялова, для Мацесты (близ Сочи) работы Ренгартена, южная часть Военно-Грузинской дороги описана Ренгартеном. Восточная часть южного склона изучена мало.

По данным Вялова, западная часть южного склона в районе Туапсе представляет собою ряд складок, надвинутых друг на друга параллельно берегу Черного моря: при этом пограничные горизонты верхней юры и нижнего мела лежат на нижнем меле, на который надвинут также и лейас, заключающий в себе огромные отторженцы известняков титона. Восточнее, в бассейне р. Мзымты, протекающей через Красную Поляну, Робинсон описывает налегание гранитов и древних кристаллических сланцев на лейас, а этого последнего, в свою очередь, на среднюю и верхнюю юру. Между обоими надвигами мы имеем резко развитые изоклинальные складки сланцев, опрокинутые к югу (фиг. 52). В районе Лечхума юра южного склона широким фронтом надвинута на всевозможные горизонты вплоть до сармата, что определяет плиоценовый возраст этих движений. Этот надвиг прослежен от р. Цхенис-цхали вдоль Риона к Они. Здесь мы имеем надвигание всей геосинклинальной зоны южного склона на складчатый и разломанный мезозойский покров Рионско-Куринской глыбы.

В районе Военно-Грузинской дороги мы видим перекрытие дарьяльскими гранитами лейаса. Далее к югу имеется система многочисленных надвигов различных горизонтов юры на нижнемеловой флиш по плоскостям, падающим сравнительно полого к северу; это особенно отчетливо наблюдается в бассейне Арагвы. К северу от Душети мы наблюдаем частые крутые плоскости надвигания нижнего мела на верхний, а этого последнего на палеоген. У Душети верхний мел пологим надвигом перекрывает сармат, который в свою очередь надвинут на мэотис и понт. Таким образом, по мере движения от Главного хребта к Тбилиси наблюдается участие в надвигах все более и более молодых отложений вплоть до плиоцена. Кроме того, очень характерно появление в том же направлении все более и более пологих плоскостей скалывания. Вся зона южного склона, сложенная почти целиком глинистыми сланцами и флишем, смята в систему изоклинальных складок, опрокинутых к югу. Восточнее южный склон почти не изучен: зона его суживается и частично перекрывается мощными галечниковыми накоплениями бассейна Алазани. На крайнем востоке (гора Дибрар) развиты излияния базальтов и экзотические глыбы.

Складки среди палеогена и неогена окрестностей Шемахи, Кабристана и Апшеронского полуострова не относятся к Главному хребту, а образовались в поверхностном покрове Куринской глыбы.

2. Стратиграфия докембрия, палеозоя и триаса

Наиболее древними образованиями Главного Кавказского хребта являются **докембрийские,** которые распространены в высокогорной области между верховьями Малой Лабы и Казбеком. Они отчетливо подразделяются на две группы: нижняя представлена гнейсами и кристаллическими сланцами с мощным интрузиями гранитов и дру-

гих глубинных пород. Эту толщу можно относить к **архею.** Выше залегают породы иного типа, в которых метаморфизм не зашел столь далеко, — это различные кристаллические сланцы и интрудированные граниты; местами развиты мраморовидные известняки. Возможно, что мы имеем дело здесь с **протерозойскими** образованиями, хотя нужно отметить, что некоторые толщи метаморфических пород могут быть отнесены и к нижнему палеозою. Несомненно, докембрийскими являются граниты, развитые на водораздельном хребте между Эльбрусом и Казбеком, выступающие же на северном склоне серые граниты, вероятно, палеозойские.

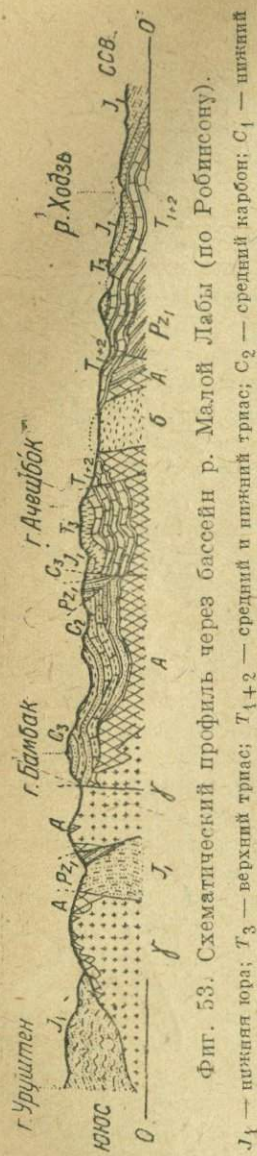
Кембрийские отложения на северном склоне Кавказа представлены метаморфическими сланцами и мраморовидными известняками, отделить которые от докембрия в настоящее время еще трудно.

Силурийские породы были найдены на р. Малке близ Кисловодска в виде сильно дислоцированных известняков с *Cardiola interrupta*, *Orthoceras annulare* и *Cheirurus insignis*, что говорит о наличии здесь готландских слоев. Фауна имеет средне-европейский характер и не заключает форм, свойственных балтийскому силуру. Нижний палеозой резко дислоцирован и прикрыт несогласно залегающими на нем каменноугольными отложениями. Что касается **девона**, то, вообще говоря, его не находили на Кавказе до последнего времени, когда Варданянц стал считать девонскими некоторые мраморы метаморфической свиты, а Прокопов указал на существование у Теберды известняков с верхнедевонской фауной.

Каменноугольные отложения развиты в бассейне Малой Лабы, Теберды и Урупа, залегая несогласно на нижнем палеозое и на кристаллических породах докембрия. Карбон начинается крупными конгломератами с покровами кварцевых порфиров и ортофиров, лежащими под продуктивной толщей мощностью от 600—1000 *м*. Здесь развиты, по данным Робинсона, темные песчаники, переслаивающиеся со сланцами и конгломератами, которые особенно распространены в верхней части свиты. В средней ее части встречаются слои каменного угля. Во всех горизонтах продуктивной толщи найдены были растительные остатки, имеющие вестфальский характер, некоторые же из них свойственны более высоким, стефанским слоям. Таким образом, наличие среднего и верхнего карбона на северном склоне Кавказа несомненно. Выше слоев с растениями залегает красноцветная свита, начинающаяся конгломератами из кристаллических пород, выше них развиты красные конгломераты и песчаники; ее мощность составляет от 800 до 1500 *м*. Красноцветная свита залегает несогласно на продуктивной, указывая на наличие астурийской фазы герцинской складчатости; от разрушения хребтов, ею воздвигнутых, и образовались мощные накопления обломочных пород красноцветной свиты. Отсутствие каких бы то ни было следов морских отложений каменноугольного возраста и наличие конгломератов и континентальных пород говорят о судетской фазе, которая для южной Европы имеет первенствующее значение. Напротив, на южном склоне в бассейне р. Ингура существуют выходы известняков нижнего карбона.

Пермские отложения налегают трансгрессивно на дислоцированную продуктивную свиту и на метаморфические сланцы; имеется ли

какое-нибудь несогласие между пермью и красноцветной свитой, в настоящее время еще не установлено. В основании пермских пород расположен очень мощный основной конгломерат, кроющийся песчаниками, сланцами и темными известняками; верхняя часть пермской свиты сложена светлыми массивными известняками. Мощность пермских отложений Робинсон определяет в 200—300 *м*. Фауна известняков очень богата и разнообразна, причем она имеет определенно выраженный гималайский отпечаток, являясь типичной для пермского Тетиса. Назовем отсюда *Lyttonia Richthofeni*, *Richthofenia caucasica*, *Spirifer siculus*, *Productus cora* и другие разнообразные *Productus*, двустворчатые моллюски и трилобиты. Согласно этой фауне мы имеем, по Лихареву, нижнепермские породы и нижние горизонты верхней перми. Кавказская нижняя пермь значительно отличается фаунистически от крымской, в которой мы видим большое количество аммонитов, отсутствующих на Кавказе; наоборот, гималайские плеченогие *Richthofenia* и *Lyttonia* в Крыму не найдены. Пермские породы отделены перерывом в отложениях и несогласным залеганием от покрывающих их триасовых образований, что заставляет думать о наличии слабых движений в заальскую фазу.



Фиг. 53. Схематический профиль через бассейн р. Малой Лабы (по Робинсону).

J_1 — нижняя юра; T_3 — верхний триас; T_{1+2} — средний и нижний триас; C_2 — средний карбон; C_1 — нижний карбон; P_1 — эопалеозой; A — докембрий и древние граниты; γ — граниты; ε — змеевики.

Триасовая система очень полно развита на Кавказе между р. Белой и Малой Лабой, причем ее породы налегают несогласно на различные более древние горизонты вплоть до докембрийских гнейсов (фиг. 53). Нижний и средний триас представлены непрерывной толщей морских отложений. Триас начинается конгломератами и песчаниками, а далее известняками скифского яруса в 200 *м* мощности. Здесь мы имеем *Pseudosageceras*, *Meekoceras* и других аммонитов; отметим наличие *Hedenstroemia* — формы, типичной для гималайского триаса и неизвестной в Европе. Кроме того, здесь встречается характерная нижнетриасовая *Pseudomonotis Clarai*. Выше этих известняков залегают известняки с прослоями мергелей и глин с анизийскими аммонитами *Monophyllites Suessi*, *Ceratites* и др., кроющиеся глинистыми сланцами с *Daonella Lomelli*, что говорит о ладинском ярусе; в верхней части толщи глинистых сланцев появляются *Halobia*, *Arcestes* и *Juvavites*, позволяющие думать о карнийском ярусе. Местами на нем согласно налегают, по данным Робинсона, норийские известняки, в других же местах в основании верх-

него триаса встречаются конгломераты, которые залегают несогласно на скифских и анизийских слоях (лабинская фаза).

Норийский ярус сложен красными известняками до 300 *м* мощности с *Pseudomonotis caucasica*, причем в верхних горизонтах в известняках встречается уже и типичная фауна рэта, указывающая на то, что образование этих пород имело место и в самом начале юрского периода.

Общая мощность триасовых отложений северного склона достигает 1500 *м*; они вначале имеют отчетливый индийский характер. Начиная со среднего триаса, замечается также очень значительное влияние альпийской провинции.

Триасовые породы, развитые в глубоководной фации, должны были иметь обширное распространение на всем Кавказе; отсутствие их в других местах может быть объяснено энергичной денудацией, имевшей место при киммерийском орогенезе, приподнявшем всю центральную часть хребта.

3. Стратиграфия юрских и меловых отложений

Юрские отложения на Кавказе занимают огромное пространство: на западе они появляются в районе Туапсе, на востоке они скрываются к югу от Кубы. Наибольшую ширину юрская полоса имеет в Дагестане, где она достигает 100—150 *км*; юра на Кавказе представлена очень полно — всеми тремя отделами; она залегает резко несогласно на триасе верховьев Малой Лабы и на различных горизонтах палеозоя, а также на докембрии в центральной части хребта. На чем залегают юрские отложения к западу от Малой Лабы и к востоку от Военно-Грузинской дороги — неизвестно.

Юра начинается лейасом в 1000 *м* мощности, который в районе Малой Лабы сложен в основании разнообразными песчаниками, кроющимися глинами, с прослоями песчаников, со *Spiriferina Walcotti* и другими формами. Сходную картину мы имеем и в верховьях Кубани. В Горной Осетии мы встречаем в лейасе глинистые сланцы с излияниями диабазов и порфиритов, а в верхней части толщи развиты песчаники и сланцы, заключающие прослои угля. Восточнее, в районе Военно-Грузинской дороги, по данным Ренгартена, лейас залегает непосредственно на гранитах, начинаясь конгломератами и кварцитами в 500 *м* мощности, над которыми покоится толща глинистых сланцев в 100 *м* мощности с прослоями песчаников и пластовыми покровами диабазов. В следующей свите глинистых сланцев, мощность которых достигает 1500 *м*, найдена *Posidonia Bronni*, указывающая на верхний лейас. В Дагестане в лейасе большое развитие имеют песчаники с растительными остатками и каменным углем, переслаивающиеся с глинистыми сланцами.

На южном склоне лейас выражен также преимущественно глинистыми сланцами с прослоями песчаников (2000 *м* мощности), над которыми мы видим вулканогенную свиту туфогенных песчаников, туфов, туфобрекчий и покровов порфиритов общей мощностью в 1500 *м*. В Абхазии к этой свите относится угленосная свита Ткварчели на р. Гализге, заключающая верхнелейасовую флору (*Cladophlebis, Nillsonia, Podozamites*). Далее к востоку — в Мингрелии, а также в районе Военно-Грузинской дороги, лейас также сложен глинистыми

сланцами и кварцитами, но без туфогенных пород. Мощность верхнего лейаса достигает здесь 2500 *м*, основание же юрской свиты не видно.

Доггер на Кавказе выражен сходно с лейасом, так что местами граница между ними может быть проведена только условно. В районе Военно-Грузинской дороги, на северном склоне Главного хребта, доггер, повидимому, совершенно не выходит на поверхность, благодаря перекрытию надвигом. В Дагестане среди переслаивающихся глинистых сланцев и песчаников были найдены байосские ископаемые *Stephanoceras humphresianum*, *Parkinsonia Parkinsoni* и др.); отмечается здесь также и наличие батского яруса.

Доггер южного склона характеризуется повсеместным развитием вулканогенных образований — туфопесчаников, туфобрекчий, туфов и покровов порфиритов, местами же сланцы и песчаники средней юры приобретают характер флиша, — в них встречаются флишевые отпечатки, водоросли и ходы червей. Общая мощность флишевых пород лейаса и доггера в северной Грузии достигает 3650 *м*.

Отложения мальма северного склона Кавказа были в последнее время изучены Варданянцем, который устанавливает несогласное залегание келловея на доггере и на основании сопоставления ряда разрезов вдоль Главного хребта приходит к выводу, что в западной части хребта верхнеюрские отложения очень сокращены в мощности (около 200—300 *м*). Начиная же от р. Черека-балкарского, мощность мальма сильно возрастает и доходит между р. Ардоном и Ассой до 1500 *м*, о чем сообщает также и Ренгартен. К востоку же, начиная примерно с западной части Чечни, наблюдается снова резкое сокращение мощности мальма, которая в Дагестане не превосходит 100—200 *м*.

Варданянц отмечает, что в основании келловея залегают конгломераты, указывающие на весьма значительные движения в конце доггера. В центральной области Кавказа, где мальм достигает наибольшей мощности, оксфорд сложен мощными битуминозными известняками, которые в краевых частях Кавказа исчезают. В лузитанском ярусе (верхний оксфорд + нижний кимеридж) Центрального Кавказа развиты мощные доломиты и известняки. В краевых частях указанному времени соответствует весьма резкое изменение фаций, выпадение целых свит; Варданянц связывает это с очень крупными движениями, причем он отмечает появление огнеупорных глин, относимых им к континентальным отложениям средних горизонтов мальма. Наконец, титон, залегающий несогласно на кимеридже, оказывается построенным очень сложно: мы имеем в центральной области и на востоке известняки, а в верховьях Лабы и Кубани и в северном Дагестане мелководные литографские известняки, гипсы и доломиты, а также пестроцветные мергеля и глины. Белоусов отмечает появление к северу от Главного хребта признаков обмеления; в них он усматривает близость суши, служившей источником обломочного материала кавказской юры. Вообще вся свита указывает на изменившиеся условия осаждения, на значительные поднятия, на образование лагун и островов.

На южном склоне, в районе Красной Поляны, мальм выражен светлыми известняками с аптихами, в центральной же части Главного хребта — различными мергелями и известняками общей мощ-

ностью в 2600 *м*, имеющими по большей части флишевый характер; разделение мальма на горизонты встречает огромные затруднения, так как фауна обычно отсутствует. Титон южного склона имеет тот же флишевый характер, причем Белоусов отмечает непрерывное осадкообразование в течение всего мальма.

Меловая система распространена на Главном Кавказском хребте очень широко, опоясывая его со всех сторон, и представлена также всеми горизонтами снизу до верху. Нижний мел лучше всего изучен Ренгартеном по р. Ассе у Нальчика, где нижнемеловая фация очень близко напоминает крымское развитие нижнего мела. В в а л а н ж и н е мы имеем коричнево-серые известняки в 300 *м* мощности с *Neocomites neocomiensis*, *Acanthodiscus* и *Ancella volgensis*. Выше идут мергелистые песчаники г о т е р и в а (450 *м*) с *Exogyra Couloni* и *Hoplites radiatus*; над ними залегают такие же б а р р е м с к и е песчаники (220 *м*) с *Exogyra latissima* и северными *Simbirskites*, вверху же встречаются южные аммониты *Lytoceras*, *Phylloceras* и другие.

А п т выражен переслаивающимися песчаниками и темными глинами в 100 *м* мощности с *Parahoplites Deshayesi* и *Acanthoplites*. А л ь б уже целиком сложен желтыми глинами со сферосидеритами с *Acanthoplites Nolani*, *Hoplites interruptus* и *Mortoniceras inflatum* и достигает мощности в 250 *м*. В районе г. Орджоникидзе мы имеем то же развитие нижнего мела, что и на р. Ассе, но мощность апта и альба здесь падает до 200 *м*. Далее к востоку намечается изменение разреза нижнего мела, выражающееся в том, что количество песчаников в неокоме сокращается за счет увеличения прослоев известняка, в апте же и альбе получают развитие глины; мощность этих двух ярусов достигает 330 *м*. Еще далее на восток нижнемеловые отложения переходят во флиш, указывающий на зону усиленного погружения. К северу замечается появление все более и более грубого материала, свидетельствующего о близости берега.

На запад от Нальчика картина получается сходная, причем в западной части хребта намечаются местные поднятия, вызывающие накопление грубого обломочного материала, а затем весь нижний мел переходит в фацию флиша, который достигает мощности в 3500 *м*; среди этой толщи встречаются «экзотические глыбы» титонских известняков. Вспомним, что в Крыму нижний мел также переходит во флишевую фацию, но в сторону Кавказа, так что в районе Керченского пролива мы имеем право предполагать область значительного погружения. На южном склоне валанжин вместе с титоном развит в известково-мергелистой фации, весь же остальной нижний мел выражен флишем в 1800 *м* мощности; фауной флиш крайне беден — встречены были *Exogyra Hiboliles*, *Plicatula*, остатки морских лилий, мшанок и червеобразные отпечатки. Вследствие этой бедности фауны разделить нижнемеловой флиш на горизонты невозможно.

В е р х н и й м е л западной оконечности Кавказа также носит флишевый характер, представляя бесконечное переслаивание мергелей, сланцев и известняков. В центральной части хребта верхний мел состоит из сплошной толщи известняков в 250 *м* мощности.

Мы здесь можем различить с е н о м а н и т у р о н с *Inoceramus Lamarcki*; к о н ь я к, с а н т о н и к а м п а н палеонтологи-

чески не выражены; для маастрихта Ренгартен приводит *Scaphites*, *Phylloceras* и морских ежей.

Датский ярус сложен красными и серыми известняками. Стратиграфически верхний мел Северного Кавказа из-за недостатка фауны изучен недостаточно; можно отметить, что здесь не встречаются типичные формы русского верхнего мела, например *Belemnitella mucronata* и др. Известняковая фация верхнего мела прослеживается в Дагестане, у восточного же края хребта в его основании развита толща (460 *м*) конгломератов с глыбами и скалами юрских известняков, выше верхний мел представляет собою переходную стадию к флишу.

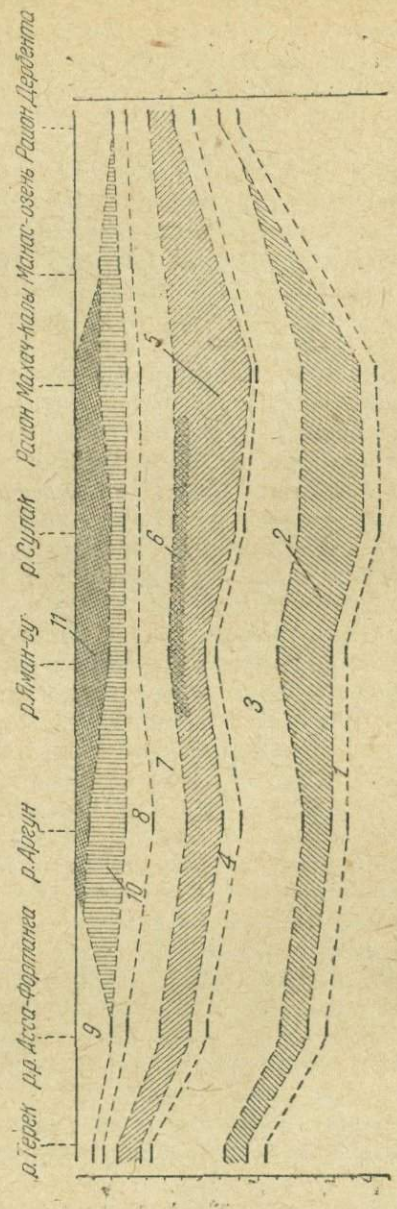
На южном склоне Кавказа верхний мел сложен то породами флишевого типа, то роговиками, то красными и литографскими известняками, встречаются также и туфогенные породы. В верхних горизонтах верхнего мела широко распространена орбитоидная свита, в основании которой существуют конгломераты, переходящие в нагромождение глыб и скал из титонских известняков. Выше залегают мергеля с *Orbitoides* и *Orbitolina* и другими крупными фораминиферами. Эта свита кроется породами типа флишевых; возможно, что мы имеем здесь дело с датским ярусом. Общая мощность верхнего мела южного склона около 1000 *м*, причем он представлен известняковой фацией, переходящей во флишевую.

4. Кайнозой Кавказа

Палеогеновые отложения занимают на Кавказе длинную полосу вдоль его северного склона, начиная от Анапы и кончая окрестностями Дербента. Кроме того, эти породы пользуются широким распространением на Ставропольском плато между Армавиром и Пятигорском. Вдоль южного склона мы видим наличие палеогена у Новороссийска, между Геленджиком и Туапсе, у Сочи. Он развит также на побережье Черного моря между Гаграми и Сухуми, в верхнем течении Риона, между Цхинвали и Сигнахом. Абхазский и рионский палеоген связан по существу с Рионско-Куринской глыбой, а потому и будет рассмотрен в следующей главе. В западной части северного склона Главного хребта палеоцен и нижняя часть эоцена выражены в виде флиша, что продолжает собою характеристику верхнего мела. Над флишем в бассейне Кубани развита фораминиферовая свита; в ее основании располагается горизонт с большим количеством обломков меловых пород, происхождение которых точно еще не выяснено. Выше залегают кремнистые глины, заключающие прослои песчаников с *Pecten Bronni*. Эти образования обычно относят к эоцену.

Они кроются майкопской свитой в 500 *м* мощности; в основании свиты развиты конгломераты, а по середине ее проходят прослои песчаников; встречаются также линзы песков, пропитанные нефтью. К востоку мы видим некоторые изменения разреза — флиш постепенно исчезает и замещается в районе Ессентуков конгломератами. Здесь получают распространение «ессентукские» мергеля в 400 *м* мощности с *Pecten Bronni*, могущие быть сопоставлены с фораминиферовой свитой запада. Олигоцен, как и на западе, выражен майкопскими глинами. В передовых хребтах бассейна Терека и се-

верного Дагестана палеоген состоит из двух стратиграфических горизонтов, причем внизу залегает фораминиферовая свита, сложенная зеленовато-серыми известняками и мергелями в 180 *м* мощности, покрывающая непосредственно датские известняки. По мнению Шатского, эти отложения представляют собою верхи датского яруса, палеоцен и эоцен; последнее доказывается присутствием в верхней части свиты *Lyrolepis caucasica*. Второй горизонт составляет майкопская свита, которая здесь достигает 2000 *м* мощности и заключает остатки сельдей; Шатским она разделена на ряд горизонтов. К востоку от Грозного палеоген резко увеличивается в мощности на р. Сулаке, к Каспийскому же морю, в сторону Дербента, мощность снова уменьшается (фиг. 54).



Фиг. 54. Диаграмма фациальной изменчивости третичной свиты северо-восточного Кавказа (по Шатскому).

1 — фораминиферовые слои; *2* — песчано-глинистая толща майкопской свиты; *3* — глинистая серия майкопской свиты; *4* — глинистые отложения чокракско-спириалисовой толщи; *5* — песчано-глинистые чокракско-спириалисовые отложения; *6* — песчано-глинистые отложения с чокракской флорой в вершине Дагестанского клина; *7* — спаниодонтелловые слои; *8* — нижний сармат; *9* — мелководные слои среднего сармата; *10* — криптомактровые слои; *11* — гроznенская фация.

По Черноморскому побережью Кавказа палеоцен и эоцен выражены во флишевой фации, южнее же в Абхазии мы имеем известняково-мергелистую фацию, о чем речь будет итти ниже.

На южном склоне Главного хребта между Цхинвали и Сигнахом палеоген начинается яркозелеными мергелями (15 — 30 *м*) с мелкими нуммулитами и дискоциклинами, возраст которых—палеоцен и эоцен. В других местах началом палеогена служит «горизонт брекчий» в 300—400 *м* мощности, состоящий из нагромождения скал юрских известняков и вулканогенных пород. Трансгрессивно на этих породах лежат темные мергеля с *Nummulites* и *Discocyclina* среднего эоцена и *Lyrolepis caucasica*, отмечающий верхний эоцен. Олигоцен сложен песчаниками

(250—300 *м*) с отпечатками листьев, на песчаниках залегают маломощные майкопские глины (200—250 *м*).

Общая характеристика **неогена** дана в главе о Причерноморской впадине. Здесь же следует указать на особенности его строения в предгорной полосе. Основание его представлено верхней частью майкопской свиты, в которой мы можем видеть отложения 1-го средиземноморского яруса.

Выше лежащие породы **неогена** начинаются чокракским горизонтом, который в пределах Кабарды сложен главным образом глинами с типичной фауной. Караганский горизонт здесь выражен глинами с прослоями песков, переполненными раковинами *Spaniodontella*. Конкские слои состоят из глин с *Spaniodontella*, *Corbula gibba* и представителями рода *Pholas*. Таким образом, 2-ой средиземноморской ярус в Кабарде выражен в глинистой фации, т. е. характер бассейна со времени отложения майкопской глины существенно не изменился. Сарматский ярус сложен также глинами с *Tapes gregaria*, *Cardium*, *Ervilia* и пр., что заставляет их относить к нижнему сармату. Выше по берегу Терека залегают немые толщи глин и песков, которые, возможно, соответствуют мэотическому и понтическому ярусам; над этими породами развиты брекчии, конгломераты, песчаники и суглинки с прослоями пород вулканического материала. Свита эта явственно континентального происхождения и имеет резко обломочный характер. Швецов приравнивает ее к верхнему плиоцену, т. е. к акчагылу и апшерону. К востоку от Грозного чокрак состоит из глин и сланцев со *Spirialis* с признаками нефтеносности и горячими минеральными источниками. Караганский горизонт представлен глинами, песчаниками и песками со *Spaniodontella*. В районе Грозного эти слои непосредственно покрываются сарматом, весьма полно выраженным. Здесь развиты серые глины и покрывающие их песчаники с *Mactra caspia*; общая мощность сарматских отложений 600—700 *м*. Мэотические слои представлены глинами, песчаниками и оолитовыми известняками с *Modiola volhynica*, *Congeria novorossica* и *Lidacna panticapaea*. Что касается понтических слоев, то они здесь не выражены. По мнению Губкина, по р. Сулаку мощная толща серых глин без фауны соответствует понтическому ярусу, причем он указывает на возможность, что именно в этом районе переживала сарматская фауна, широко вновь распространившаяся в акчагыле. Последний выражен глинами, песками, песчаниками и конгломератами (450 *м*) с *Cardium dombra* и *Mactra subcaspia*. Выше лежащие апшеронские слои представлены песками, песчаниками и конгломератами с полупресноводной фауной (*Dreissensia Eichwaldi* и др.). Неогеновые бассейны Чечни и Дагестана, по Шатскому, имели наибольшую глубину в районе Грозного, далее же к востоку намечается переход в мелководные и прибрежные фации.

Неоген Грузии и Азербайджана всецело относится уже к Рионско-Куринской глыбе, а поэтому будет рассмотрен нами в следующей главе.

Что касается **четвертичного** покрова, то он очень широко развит в бассейне Кумы и Терека, где распространены каспийские морские отложения и континентальные накопления галечников в речных террасах. Весь бассейн Кубани, начиная от Армавира, выполнен

мощными аллювиальными породами, которые спускаются много ниже уровня моря, указывая тем самым на очень молодые мощные погружения.

Кавказский хребет несет на себе четвертичный покров в виде морен трех оледенений и связанных с ними флювио-глациальных образований по долинам рек. Кроме того, большие значение имеют разнообразные галечники по окраинам хребта.

5. История развития Кавказа

Сложное развитие Кавказа с трудом поддается еще в настоящее время расшифровке тем более, что палеозойские его этапы имеют очень отрывочный характер и, следовательно, полного представления об истории Кавказа составить себе нельзя. Поэтому поневоле придется ограничиться самым сжатым ее очерком, отмечая только ее главные фазы.

Сущность докембрийских проявлений развития Кавказа от нас совершенно ускользает — можно только говорить о наличии в конце архея и в конце протерозоя орогенеза, сопровождавшегося мощными интрузиями и энергичным вулканизмом. Вполне несомненна кембрийская трансгрессия, пришедшая, очевидно, с юга. Характер фаций нам достоверно неизвестен; точно так же нам неясно, что представлял собою в это время Кавказ. Наличие морского покрытия в силуре на Северном Кавказе является в настоящее время доказанным. По мнению Ренгартена, можно предполагать как таконскую, так и эрийскую фазы каледонской складчатости. Характер осадков, в достаточной степени метаморфизованных, и приуроченность к ним гранитных интрузий заставляют думать о том, что центральная часть Кавказа была областью геосинклинального характера, хотя, может быть, и не относилась к центральным районам прогибавшейся зоны. Наличие кембрия на южном склоне и на Дзирульском массиве в области Рионско-Куринской глыбы указывает на широкое распространение кембрийских пород на юге. К сожалению, сведения о палеозое южного склона настолько отрывочны, что сделать какие-либо выводы из них не представляется возможным.

Слабое развитие девона на Северном Кавказе заставляет считать, что каледонская складчатость достаточно высоко приподняла его. В настоящее время сомнений относительно каледонского горообразования на Кавказе не возникает, хотя оно и доказывается весьма незначительным количеством фактов.

Что касается карбона, то море в это время можно предполагать только для южного склона. Вероятно, на границе нижнего и среднего карбона имел место орогенез (судетская фаза), под влиянием которого создалось складчатое сооружение в районе современного южного склона Кавказа и еще более южных областей. На северном Кавказе эти движения отображаются в виде континентальной продуктивной свиты с ее обломочными накоплениями и пластами угля. Дальнейшее поднятие приводит к появлению на северном склоне красноцветных песчаников и конгломератов.

Таким образом, мы вправе утверждать для Кавказа наличие герцинского орогенеза с той только оговоркой, что истинное расположение созданных тогда складок нам неизвестно.

Нижнепермская эпоха характеризуется весьма значительной трансгрессией, что доказывается развитием плотных известняков, которые заключают богатую фауну, к тому же родственную фауне весьма отдаленных областей (Индия). Последнее обстоятельство говорит о широком и свободном морском сообщении с южной Азией. Очевидно, это было время мощных опусканий после окончания герцинского орогенеза. Однако к верхнепермской эпохе приурочены регрессия и какие-то поднятия, характер которых от нас ускользает.

В начале триаса снова имеет место весьма значительная трансгрессия, связанная с крупным погружением центрального Кавказа; вспомним, что к этому времени относится опускание и южной части Русской платформы, так что триасовое море захватывает в этот момент и низовое Поволжье. Имел ли триасовый бассейн на Кавказе геосинклинальный характер? Можно думать, что как и для нижнего палеозоя, так и для перми здесь была краевая часть геосинклинали, располагавшейся южнее. Середина триаса ознаменовывается появлением терригенных осадков — глинистых сланцев, что обусловливается тектоническими движениями лабинской фазы. Как мы увидим впоследствии, последняя имеет очень важное значение для более южных областей и для Средней Азии, так что несогласное залегание верхнего триаса на среднем представляет, вероятно, отзвук крупных орогенических движений на юге. К сожалению, история южного склона для указанного времени нам неизвестна, а поэтому мы не вправе высказать более определенное суждение о структуре земной коры того времени на Кавказе.

Конец триаса сопровождался весьма крупным орогенезом — киммерийским. Поднятия, несомненно, были весьма значительны; последнее обстоятельство нами выводится из факта сильнейшего размыва палеозоя и триаса и налегания юры непосредственно на докембрий. Очевидно, последний в это время был настолько высоко приподнят со всеми покрывающими его отложениями, что они были смыты с него без остатка, сохранившись только в области погружения. Для южного склона у нас снова нет каких-либо данных — слишком велико было здесь последующее опускание.

Крупнейшие погружения приурочены к началу юры. Несомненно, с этим временем связано зарождение основного геосинклинального прогиба, который занимал весь южный склон Кавказа, а также и восточный край центральной части северного склона (район г. Орджоникидзе вплоть до Андийского Койсу на востоке). О величине этого прогибания мы судим по мощности юрских толщ, достигающих по южному склону 6500 *м*. Не менее значительным доказательством огромного опускания здесь земной коры служит крайне энергичная вулканическая деятельность, связанная с лейасом и доггером и выразившаяся в массовом подводном излиянии порфиритовых лав и нагромождении на морском дне туфового и туфогенного осадочного материала.

Мы уже отмечали в первой части этой книги, что основные эффузии приурочены всегда к эпохе прогибания геосинклинали. Слабее шел этот процесс на северном склоне, где общая мощность юрских пород достигает 4500 *м* и где вулканическая деятельность имела меньшие размеры.

Эпоху мальма характеризует изменение хода осадочного процесса, вызванное весьма неспокойным состоянием земной коры в келловее. Мы видим в оксфорде, лузитане и кимеридже массовое отложение известняков, в котором зоогенное осадкообразование играет очень большую роль; это явление увязывается и со значительным сокращением мощности свит, говорящим о меньшей способности морского дна к крупному погружению.

Конец юрского периода ознаменовался андийскими движениями, которые вызвали небольшой перерыв в отложениях и несогласное залегание титона на более древних породах. Одновременно с этим начинается регрессия, которая приводит местами к образованиям лагунного типа — красноцветным глинам, мергелям и гипсам. Замечающееся в настоящее время высокое расположение центральной части Кавказа получило свое начало еще в юре, так как в лейасе и доггере очень определенно заметны смены глинистых фаций мелководными в области центрального Кавказа, который также отличается появлением лагунных фаций в титоне. Это обстоятельство заставляет предполагать наличие значительных поперечных движений эпейрогенического характера, которые очень четко выявляются и позднее как к северу от Главного Кавказского хребта, так и к югу — в области Рионско-Куринской глыбы.

Титонское мелководное море переходит без всякого перерыва в нижнемеловой бассейн, фации которого очень разнообразны в зависимости от различия тектонической структуры. Так, в области центрального Кавказа они имеют типичный платформенный характер, что соединяется с очень незначительной мощностью отложений и близостью на севере суши, которая располагалась в районе ставропольской глыбы. Наоборот, в западной части хребта отчетливо намечается область погружения точно так же, как по всему южному склону и на крайнем востоке хребта, где мы имеем мощное развитие флиша. Последняя фация связана всегда с геосинклинальными условиями, которые выражаются в длительном погружении дна и, вероятно, в колебательных движениях берега, объясняющих, повидимому, частое чередование пород различного состава.

К концу нижнемеловой эпохи на северном склоне замечается смена терригенного и органогенного осаждения отложением глин, что характеризует собою альб, при этом берег моря постепенно отступал на север. Причины изменения характера осадочного процесса находятся, вероятно, в связи с какими-то поднятиями. В нижнем мелу очень ясно намечается так же, как и в юре, поднятие центральных частей Кавказа и очень значительное погружение его западной и восточной оконечностей. В нижнем мелу Кавказа присутствует фауна западно-европейского типа, в которой появляются также и русские представители в связи с наличием холодных течений с севера.

Конец нижнемеловой эпохи характеризуется слабыми австрийскими движениями, обусловившими в сеномане несогласное залегание и слои конгломератов, что увязывается Ренгартеном с существованием гряды островов.

Верхнемеловая эпоха отличается органогенным маломощным отложением на севере, а на юге фациями флишевого характера; на западе мы имеем уже ясно выраженный флиш. Особенно типично

для верхнего мела южного склона наличие орбитоидов, связанных с южным, альпийским, развитием верхнего мела. В указанную эпоху происходили субгерцинские движения, вызвавшие образование разрывов и надвигание чешуй; это заметно, по Ренгартену, только на южном склоне хребта.

Отличительной чертой геосинклинального развития Кавказа является существование датского моря, отложения которого очень редко встречаются за пределами геосинклиналей.

На южном склоне Ренгартен отмечает появление конгломератов из мезозойских пород, что ставится им в связь с движениями ларамийской фазы. Между тем, в настоящее время имеется склонность предполагать более или менее полную связь верхнемелового бассейна с палеоценовым, так как наличие палеоцена вдоль южного склона не вызывает сомнений, а на северном также считают возможным относить сюда флишевые породы бассейна Кубани и ессентукские мергеля. Возможно, что появление конгломератов к северу от Тбилиси имеет местный характер. Во всяком случае этот вопрос не может считаться окончательно разрешенным.

Нужно думать, что к началу палеогена Кавказ представлял собою довольно плоский остров среди обширного моря; послéднее обстоятельство выводится из того, что отложения палеоцена на Рионской плите имеют мергелистый и известняковый характер. Тоже имеет место и на северном склоне — ессентукские мергеля. Флиш восточной оконечности хребта также сильно мергелист. Аналогичное мы видим и в эоцене, в котором широко развиты карбонатные породы,—в особенности на севере(фораминиферовая свита и мергеля с *Lyrolepis caucasica*). Картина резко меняется с начала олигоцена, когда периферия Кавказского хребта опоясывается огромным майкопским прогибом, приобретающим свойства геосинклинали; последнее намечается весьма значительной мощностью и характером осадков, местами весьма сильно напоминающим флиш, а также наличием условий сероводородного заражения. Огромное накопление глинистого материала свидетельствует о весьма интенсивном размыве хребта, испытывавшего при этом непрерывное поднятие при постоянном прогибании окружающих его впадин. Мы имеем здесь сопряженные движения противоположного знака, приведшие на хребте к вскрытию эрозией глинистых толщ нижнего мела, доггера и лейаса и усиленному их размыванию, а во впадине — к накоплению мощных продуктов смыва. То был момент первого оформления Кавказа как орографически резко выраженного хребта, поднятие которого сопровождалось постоянными опусканиями по его периферии — процесс, не прекратившийся еще и до настоящего момента.

В течение миоцена на Северном Кавказе продолжался тот же процесс прогибания периферии хребта, особенно интенсивно проявлявшийся в северном Дагестане. Явления несогласного залегания отдельных неогеновых свит друг на друге заставляют нас думать, что имели место савская фаза (на границе олигоцена и миоцена), штирийская (перед отложением чокракских слоев) и аттическая (между сарматом и мэотисом). Последняя приобретает очень важное значение, так как к ней приурочены интрузии гранодиоритов — так называемые «неоинтрузии». Однако, наиболее значительными движениями на Кавказе отличался плиоцен. Здесь происходили весьма

резкие проявления орогенеза после понта (восточно-кавказская фаза Герасимова), между акчагылом и апшероном (ронская фаза) и на грани четвертичного периода (валахская фаза Штилле). Несомненно, все эти три фазы орогенеза и создали современный тектонический облик Главного Кавказского хребта, — к указанному времени относится скалывание кристаллического основания севера и надвигание его в виде чешуй на флишевую зону, которая в свою очередь подверглась в эту эпоху раздроблению и чешуйчатому надвиганию в южном направлении. Наконец, именно к плиоцену относится образование главного надвига порфиритовой свиты юры на значительно более слабо дислоцированные отложения мела, палеогена и миоцена Рионской плиты.

Нужно полагать, что в плиоцене хребет достиг огромных высот, это видно из грандиозных масс накопленных в это время галечников. С указанным крупнейшим поднятием, создавшим высокогорный рельеф Кавказа, связаны два явления первостепенной важности: во-первых, возникли громадные вулканические конусы — Эльбрус и Казбек; во-вторых, имеются данные о значительном оледенении на Кавказе в конце плиоцена — г ю н ц с к о м.

Дальнейшая история Кавказа сводится, с одной стороны, к постепенному и весьма быстрому понижению под влиянием денудации, с другой же, — к разнообразным движениям, продолжавшимся в течение всего четвертичного периода и не заглохнувшим еще и в настоящий момент. Кроме того, четвертичный период отмечается значительными опусканиями по краям Кавказа — в области Черного моря, бассейна Терека и Кубани, Каспийского моря, а также в области Рионско-Куринской глыбы.

6. Полезные ископаемые

Кавказ не очень богат рудами металлов. Мы можем отметить Садонские и Буронские месторождения Северного Кавказа, заключающие свинец, с е р е б р о, м е д ь и полиметаллы (с у р ь м а, ц и н к, м ы ш ь я к и пр.). Высокотемпературные рудные тела (железо, никель, вольфрам и пр.) на Кавказе отсутствуют.

У г о л ь н ы е запасы Кавказа связаны отчасти с карбоном северного склона, главным же образом с нижней и средней юрой, в которой мы имеем ограниченные месторождения каменного угля. Из них особенно выделяются Ткварчели в Абхазии.

Н е ф т ь приурочена к майкопской свите на Северном Кавказе, в бассейне Кубани, и к плиоцену в Грозном; на востоке мы имеем миоценовую нефть в Бинагадах, к северу от Баку. Все эти нефтяные месторождения обусловлены процессами прогибания неогеновых бассейнов и битуминизации в условиях замыкания их и последующего заражения сероводородом. Таким образом, скопления нефти относятся к периферии Главного хребта, отображая влияние тектонических движений на литогенез в окружающих бассейнах.

Кавказ богат строительными материалами — мы имеем здесь к р о в е л ь н ы е с л а н ц ы юры, ц е м е н т н ы е м е р г е л я верхнего мела близ Новороссийска, а н д е з и т ы и т у ф ы Казбека и т. д.

IV. РИОНСКО-КУРИНСКАЯ ГЛЫБА И АРМЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

1. Тектоника

В представлении современных геологов все советское Закавказье разделяется на два структурных элемента — сравнительно жесткую Рионско-Куринскую глыбу и складчатую зону Армении, составляющую часть огромного Альпийско-Гималайского сооружения, протягивающегося из Европы в южную Азию и своими складками доходящего вплоть до Африканской платформы, которая в районе северной Аравии значительно выдается к северу.

Северная периферия Рионско-Куринской глыбы, как мы уже отмечали выше, нам неизвестна — она скрыта под перекрывшими ее надвигами и складками Главного Кавказского хребта. Вследствие этого ее северная граница имеет чисто тектонический характер и совпадает с главным надвигом южного склона. Мы уже отмечали, что это явление происходит по линии Сочи—Они—Цхинвали—Душет—Сигнах—Шемаха — ст. Киляси. Южная ее граница, отделяющая ее от Армянской складчатой зоны, проходит от Нотанеби (между Поти и Батуми) через Самтреди, Боржоми, Ленинакан, северное побережье оз. Севан (Гокча) и Шушу к Ленкорани на Каспийском море. В таком направлении граница эта проводится Ренгартеном, хотя она сечет поперек Аджаро-Имеретинские и Триалетские складки, которые находятся вне глыбы и на нее надвинуты с юга. Возможно, эту границу нужно проводить несколько более к северо-западу, например, в направлении Тбилиси — Казах — Шуша. Недостаток наших знаний о геологическом строении Закавказья заставляет считать эту границу в значительной степени условной. Что же касается Армянской складчатой страны, то она, занимая главным образом Турцию и Иран, только своей северной периферией входит в пределы СССР.

Ренгартен подразделяет Рионско-Куринскую глыбу следующим образом: всю западную часть от Сочи до Сурама он называет Р и о н с к о й п л и т о й; восточная часть от Сурама до Каспийского моря образует К у р и н с к у ю п л и т у; последняя же по линии Сурам—Тбилиси — Кировобад — Агдам отделяется от расположенной южнее А з е р б а й д ж а н с к о й п л и т ы.

Такое деление зависит от весьма различных тектонических особенностей указанных частей Рионско-Куринской глыбы. Действительно, мы имеем в районе Сурама Дзирульский гранитный массив, иногда называемый «Месхийским горстом», от которого замечается явственный уклон плиты на запад, благодаря чему происходит появление все более и более молодых образований в западном направлении. Это область германотипной тектоники, на которую надвинуты складки геосинклинальных зон как с севера, так и с юга. Вулканические проявления здесь весьма значительны и приурочены к нижней части юры.

Куринская плита — область опускания, причем складчатость отличается здесь более или менее простым характером; последнее обстоятельство связано с тем, что благодаря весьма значительному погружению плиты доступны нашему наблюдению почти исключительно неогеновые и четвертичные образования. Истинное тектоническое значение Куринской плиты нам неясно; по мнению Губкина,

она не имеет свойств жесткого основания, а наоборот, представляет собою геосинклинальную область с очень мощным осадочным покровом, продолжающую Кавказ к юго-востоку.

Азербайджанская плита носит совершенно особый характер, так как она отличается почти горизонтальным расположением юры, надвинутой на складчатую зону Армении. Главной ее особенностью является необычайное развитие мезозойских изверженных пород, что в связи с очень мало нарушенным залеганием слоев производит весьма своеобразное впечатление.

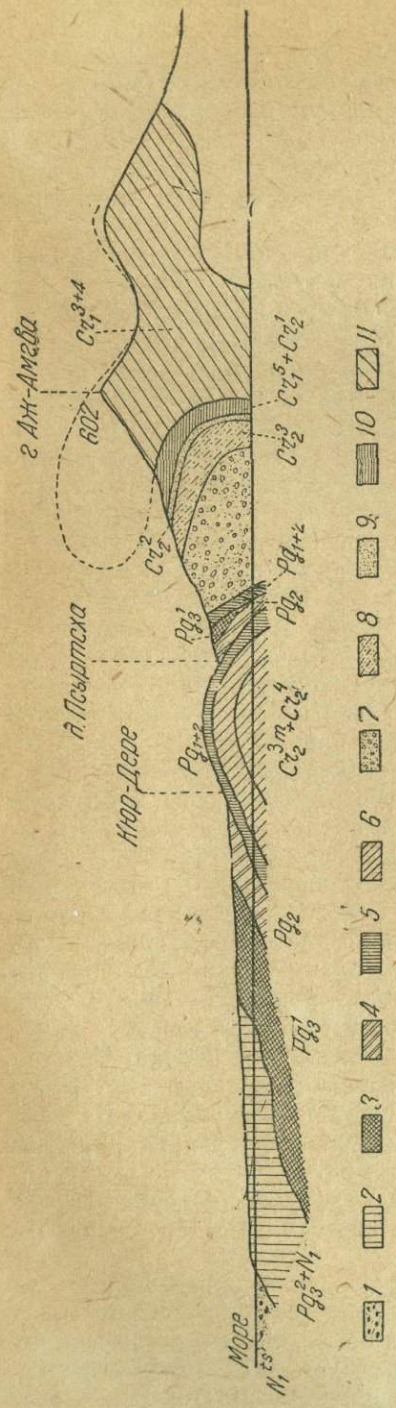
В дальнейшем изложении тектоники Рионско-Куринской глыбы мы примем такой порядок: сначала познакомимся со строением Абхазии, затем Мингрелии, Имеретии и Лечхум-Рачинского района, далее перейдем к бассейну Куры, Кабристану и Апшеронскому полуострову и закончим характеристикой Азербайджанской плиты.

Особенностью тектоники Рионской плиты является отсутствие изоклинальных складок, свойственных южному склону Кавказа; нет также и чешуйчатых надвигов, определяющих структуру Главного Кавказского хребта. Преобладают более или менее простые формы, очень часто соединенные с разрывами, с круто падающими плоскостями надвигания. Местами, как, например, в Мингрелии и в западной Грузии, присутствуют обширные синклинальные котловины, частично перекрытые надвигом Главного Кавказского хребта. Помимо тектонических форм, о значительной жесткости плиты говорит также и характер фации: мы не видим здесь ни мощных толщ глинистых сланцев, ни флиша — отложений, столь характерных для геосинклинальной зоны Кавказа. Наоборот, здесь развиты мелководные, сравнительно маломощные породы обычно карбонатного характера, и только в юре мы имеем большие мощности вулканогенных образований, свидетельствующие о том, что в середине юры геосинклинальный режим Кавказа захватил и эту область.

Переходим к описанию тектонических форм Р и о н с к о й плиты и начнем с Абхазии. Особенности ее строения даны Козловым (фиг. 55); мы видим здесь сравнительно пологие изгибы неогена и палеогена, примыкающие к довольно сильно дислоцированному мелу. В районе Нового Афона (Псыртцхе) мы имеем крутой надвиг верхнего мела на пологую антиклиналь, сложенную палеогеном; в свою очередь верхний мел перекрыт огромной складкой нижнего мела, что знаменует собою приближение к зоне южного склона. Сравнительно пологие складки, кое-где с небольшими разрывами, резко отличаются от изоклинальных складок южного склона Кавказа и указывают на то, что в Абхазии совершенно иная структура, отличающаяся слабой способностью к изгибам.

Перейдя к Мингрелии, т. е. к местности, расположенной между р. Ингуром и Цхенис-цхали, мы найдем в ней сходную тектоническую картину.

Здесь имеется обширная котловинообразная синклиналь, сложенная плиоценом и миоценом, по периферии которой протягиваются полосы верхнего и нижнего мела (фиг. 56). В то время как мингрельская синклиналь отличается пологим залеганием пластов, меловые породы значительно резче дислоцированы и разорваны под влиянием надвинутой с севера порфиритовой серии юры, которая имеется и в автохтоне района, составляя основание меловых



Фиг. 55. Схематическое строение Рионской плиты в Абхазии (по Козлову).

1 — нижний чокрак (песчаники); *2* — верхний майкоп; *3* — олигоцен, майкопские глины; *4* — фораминиферовые мергели (эоцен); *5* — нуммулитовые известняки; *6* — маастрихский и датский ярусы; известняки; *7* — брекчии и осыпи в зоне надвига; *8* — сенон, известняки; *9* — турон, известняки; *10* — сеноман и альб (мергельная свита); *11* — нижний мел.

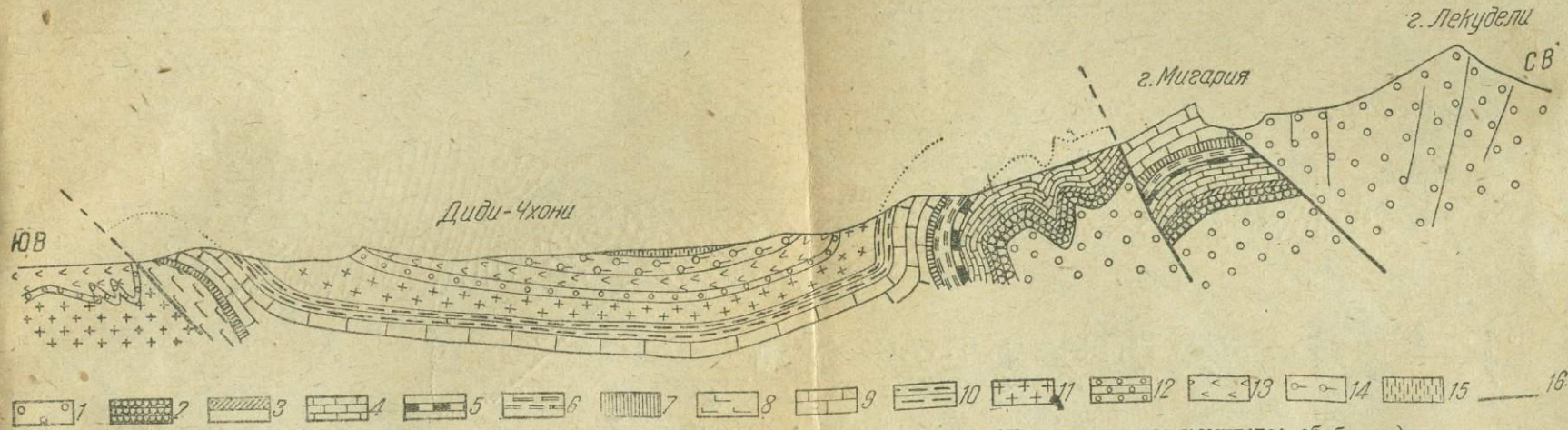
отложений. Этот крупный надвиг, перекрывающий меловые образования, очерчивает собою тектоническую границу южного склона. В автохтоне Мингрелии обращает на себя внимание резко несогласное залегание титона на байосе, что говорит о весьма значительных движениях андийской фазы.

Восточнее Цхенис-цхали мы попадаем в район юрского поднятия Окрибы, располагающегося к северу от Кутаиси, где сравнительно пологие складки разорваны и сдвинуты к югу.

Севернее по долине Риона, в Лечхум-Рачинской котловине, существует обширная синклиналь широтного простирания, в которой на юрском основании располагаются меловые отложения (фиг. 57); они покрываются более молодыми образованиями вплоть до сармата и прорваны излияниями базальта у Накорцминда. На эти породы надвинута порфиритовая серия юры, причем сюда продолжается та же линия надвига, которая установлена в Мингрелии. Вдоль этой линии юра перекрывает мел, палеоген и миоцен вплоть до сармата, что определяет очень поздний, вероятно, плиоценовый возраст главного надвига (фиг. 58).

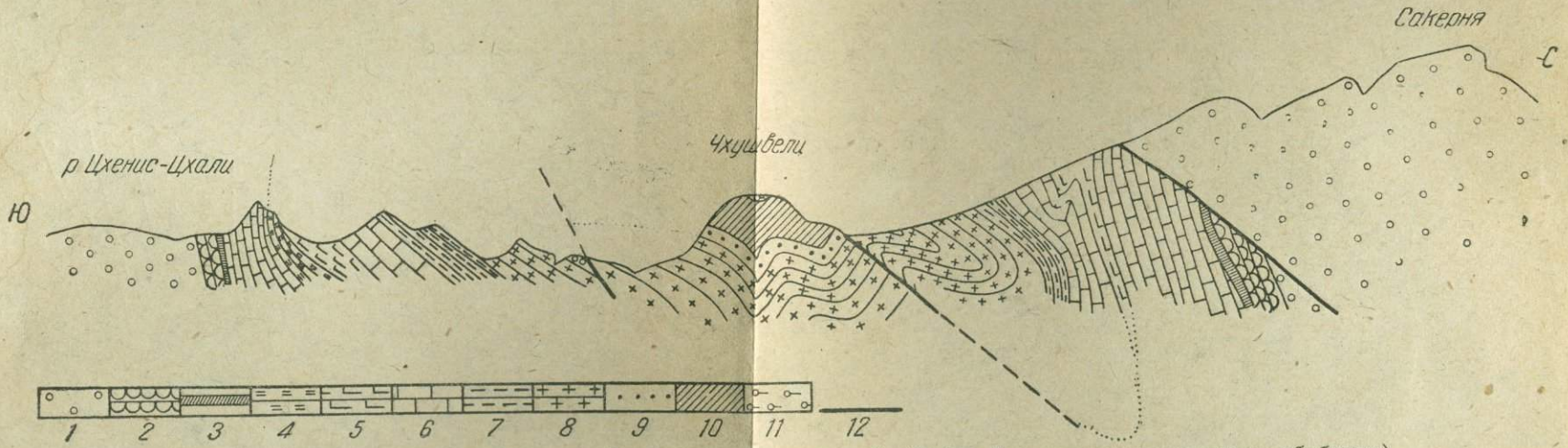
К востоку от Кутаиси располагается район Чиатури, прилегающий к Дзирульскому гранитному массиву. Слои залегают здесь почти совершенно горизонтально и имеют малую мощность, обнаруживая свойства платформы, что зависит от наличия гранитного основания.

Дзирульский массив изучен в последнее время С. С. Кузнецовым.



Фиг. 56. Схематический разрез через Мингрельскую котловину (из работ Геологического комитета; обобщено).

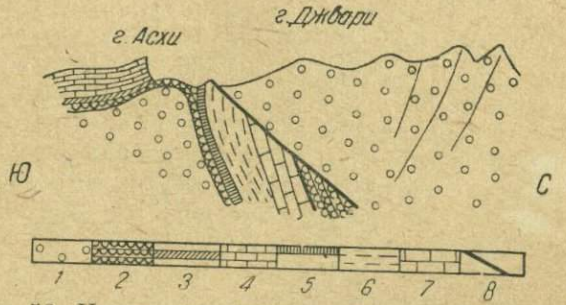
1 — байос; *2* — турон; *3* — валанжин и готерив; *4* — ургонская фация нижнего мела; *5* — апт; *6* — альб; *7* — турон и коньяк; *8* — свита Мтавари; *9* — сенон и датский ярус; *10* — палеоцен и эоцен; *11* — олигоцен; *12* — чокрак; *13* — караганский ярус; *14* — сармат; *15* — понт; *16* — плоскости надвигов.



Фиг. 57. Схематический разрез через Лечхумскую котловину (из работ Геологического комитета; обобщено).

1 — байос; *2* — титон; *3* — валанжин и готерив; *4* — апт и альб; *5* — нижний турон; *6* — турон и коньяк; *7* — палеоцен и эоцен; *8* — олигоцен; *9* — чокрак; *10* — конкские слои; *11* — сармат; *12* — плоскости надвигов.

Мы здесь имеем граниты и гнейсы, обычно относимые к докембрию, и метаморфический и интрудированный гранитами нижний палеозой. К этим древним породам примыкает сильно дислоцированная порфиритовая серия юры. Более высокие горизонты мезозоя обычно отсутствуют, и только верхнемеловые отложения кое-где видны поверх гранитов. Широкое развитие имеет миоцен, который в виде горизонтальных слоев налегает на граниты. О некоторых других деталях тектоники Рионской глыбы будут сделаны попутные замечания в главе, посвященной стратиграфии.



Фиг. 58. Надвиг юры южного склона на Рионскую глыбу (по работам Геологического комитета).

1 — порфиритовая свита байоса; *2* — титон; *3* — валанжин и готерив; *4* — ургонская фация нижнего мела; *5* — турон и коньяк; *6* — сенон и датский ярус; *7* — палеоцен и эоцен; *8* — плоскость надвига.

Тектоника Куринской плиты не может быть охарактеризована сколько-нибудь полно потому, что огромная ее часть сложена горизонтальными четвертичными образованиями, как то имеет место в Эльдарской, Ширакской, Мильской и Муганской степях. Самое существование здесь плиты вызывает возражение со стороны Губкина, указывающего, что в районе Апшеронского полуострова общая мощность послеюрских осадочных свит достигает 10 000 *м*. Это, по его мнению (с чем нельзя не согласиться) говорит о существовании здесь геосинклинального режима. Между р. Курой и Иорой, Иорой и Алазанью мы видим небольшие хребты (Боз-даг, Нафталан), сложенные плиоценом, представляющие собою более или менее правильные антиклинали с разорванными южными крыльями. Отношение Главного Кавказского хребта к этим складчатым элементам неизвестно, так как он окутан колоссальным шлейфом галечников, конгломератов и иных продуктов его разрушения. В литературе указывается, что Главный хребет отделяется от Куринской плиты огромным сбросом; к такому утверждению следует относиться очень скептически, так как скорее можно предположить, что мы имеем здесь опрокидывание и надвигание Главного Кавказского хребта на сильно опущенную и сдавленную Куринскую плиту. Южный ее край прежде также считался сбросовым, но в последнее время Паффенгольц это обстоятельство отрицает, полагая, что Куринская плита представляет собою лишь огромное опускание. Между р. Пирсагатом и Каспийским морем в области Кабристана (между Шемахой и Баку) и в районе Апшеронского полуострова веерообразно располагается

система брахиантиклиналей, причем замечается расхождение ветвей веера в юго-восточном направлении. Это область очень развитого грязевого вулканизма. Здесь находятся очень мощные грязевые вулканы (сопки) Тоурогай, Боз-даг, Котур-даг, Сэфери, Лок-батан и др. Складки Кабристана и Апшеронского полуострова сложены миоценом и плиоценом, причем слои верхнего плиоцена крайне энергично дислоцированы, поставлены на голову и частью опрокинуты (фиг. 59). Местами, в особенности на севере, у юго-восточной оконечности Главного Кавказского хребта, развиты складки среди палеогена. Вся эта складчатая система связана с поверхностными слоями Куринской плиты, смятыми под влиянием напора, шедшего с севера. Это положение, высказанное Ренгартеном, также вызывает возражение со стороны Губкина, который считает складки Кабристана и Апшеронского полуострова за веерообразное погружение в юго-восточном направлении Главного Кавказского хребта.

Все описанные тектонические явления приурочены к новейшим отложениям Куринской плиты. Что же касается более глубокой ее зоны, то у нас сведений на этот счет нет. Мы уже говорили, что и самое существование здесь плиты подвергается сомнениям.

Переходим к Азербайджанской плите, тектоническое значение которой еще в достаточной степени загадочно. Она резко разнится от Куринской плиты широким развитием мезозоя, исключительно богатого вулканическими фациями. Мощность отложений местами очень значительна, причем они отличаются крайне спокойной тектоникой, залегая иногда почти горизонтально; здесь развиты мощные гранитные интрузии и крупные излияния лав (фиг. 60). Паффенгольцем установлено также, что юрские слабо дислоцированные толщи надвинуты на гораздо более интенсивно смятый складчатый комплекс Армянской складчатой зоны; последняя считается Паффенгольцем более активной, т. е. он предполагает не надвигание юры с севера на меловые породы, а, наоборот, пододвигание последних под довольно инертный покров юры. Этот надвиг проходит вдоль горы Муров-дага, пересекает р. Тертер и уходит на юго-восток к Степанакерту. Таким образом, мы имеем здесь довольно значительное горизонтальное перемещение в южном направлении, которое было, очевидно, в альпийскую эпоху складчатости и сопровождалось гранитными интрузиями и излияниями лав. В основании вулканогенной юры залегают кварцевые порфиры, ниже которых характер пород нам неизвестен. Паффенгольц считает возможным, что Азербайджанская плита располагается поверх жесткого фундамента, каковым может быть, например, палеозойское складчатое основание.

Тектоника Азербайджанской плиты изучена далеко недостаточно, и многое остается нам до сих пор мало понятным: большая мощность отложений, выраженных в мелководных фациях, отсутствие резкой нарушенности и сильнейшие проявления магматической деятельности — все вместе взятое создает клубок противоречий, который не так легко распутать.

На западе, по Ренгартену, к Азербайджанской плите относятся Триалетские горы, расположенные к югу от Тбилиси; складки их опрокинуты и сдвинуты системами разрывов к северу; этот район исследован в последнее время С. С. Кузнецовым, указы-

вающим на тесную связь Триалетских гор с зоной Аджаро-Имеретинских складок, т. е. с Армянской складчатой зоной.

Остальное пространство Закавказья занимает Армянская складчатая зона, отличающаяся наличием геосинклинальных фаций и необычайным развитием молодых эффузий, очень часто скрывающих основные структурные линии этой области; к тому же она настолько еще мало изучена, что четкого представления об ее тектонике мы пока не можем себе составить. К этому тектоническому элементу относятся, кроме собственно армянских складок, еще Аджаро-Имеретинские и Триалетские складки, а также Талышская горная страна. Первые появляются на черноморском побережьи в районе Батуми, где установлено наличие флишевой фации палеоцена и эоценовых покровов андезитов, сложенных в складки. Севернее обнаружено надвигание эоцена на миоцен. Подробных сведений о тектонике Аджаристана мы еще не имеем; она во всяком случае носит характер очень резких складок, надвинутых к северу на Рионскую плиту. В районе Ахалцыха опрокидывание менее заметно, но складки сильно сжаты и разбиты продольными разрывами.

К востоку мы попадаем в область Боржоми, в которой мы имеем (фиг. 61) систему огромных складок, наклоненных к северу и разорванных линиями широтных разломов, вдоль которых наблюдаются крупные надвиги в северном направлении, т. е. в сторону Рионской плиты. К югу отсюда простирается громадная область, залитая базальтами; извержение их приурочено к четвертичному периоду, причем в качестве центров излияний можно назвать вулканы Тавкотели и Бебер-даг, еще сохранившие формы вулканических конусов. Это огромное лавовое поле очерчивается линией Ахалцых-Люксембурги (к югу от Тбилиси) — Ленинакан — Кагызман (в Турции, к югу от Карса). Оно продолжается и далее к югу, доходя до оз. Ван. К востоку от Боржоми Аджаро-Имеретинские складки продолжаются в складки Триалетских гор, сдвинутых к северу и разорванных широтными разломами, вдоль которых, по С. С. Кузнецову, произошли вертикальные глыбовые перемещения.

Вполне понятно, что лавовый покров скрывает под собою всю тектоническую структуру. Это нужно сказать и о южном и юго-восточном побережье оз. Севан, где также на огромной площади развиты четвертичные базальты.

В бассейне Аракса мы встречаемся с юго-восточным продолжением этой складчатой зоны, характеризующейся очень своеобразными чертами. В отличие от геосинклинали Главного Кавказского хребта здесь развиты в морских фациях девон, карбон, пермь и нижний триас. Верхний триас представлен континентальными породами; затем мы имеем вулканогенную юру, морской мел с эффузиями и крайне богатый ими палеоген. Четвертичные отложения характерны громадными лавовыми излияниями. Таким образом, мы находимся здесь в присутствии геосинклинальной зоны, складчатость в которой происходила от триаса до неогена. Господствующие перемещения, повидимому, направлены к северу: как было уже упомянуто, в бассейне Тертера складчатый мел, прорезанный интрузиями габбро, пододвинут под слабо дислоцированную вулканогенную юру Азербайджанской плиты. Боннэ (P. Bonne) отмечает на горе Казан-яйле складку, опрокинутую к северу. У Богачева можно встретить ука-

зание на существование надвига девона на смятые меловые известняки.

Талышская горная страна, расположенная к западу от Ленкорани, почти совершенно не изучена. В ней развит, по Агдусину, очень мощный эоцен, крайне богатый лавами и вулканогенными породами. Складки здесь имеют юго-восточное простирание, они построены симметрично и местами только слегка опрокинуты к востоку, где они обрезываются меридиональным сбросом.

Таким образом, мы видим, что на крайнем юге нашей страны, начиная от Черного моря и кончая побережьем Каспийского, находится складчатое сооружение, центральные части которого приходятся на территорию Турции и Ирана. Присутствие флиша, морского палеозоя и грандиозных эффузий заставляет думать, что мы здесь имеем край обширной геосинклинали, южная периферия которой где-то далеко на юге. Тектоника выражается как на западе, так и на востоке значительными перемещениями масс в северном и северо-восточном направлении, что связано с наличем жестких масс Рионско-Куринской глыбы.

2. Стратиграфия палеозоя и триаса

Прежде чем говорить о палеозое Закавказья, следует указать на наличие в Дзирульском массиве гнейсов, кристаллических сланцев и порфировидных гранитов, которые относят в настоящее время к **докембрийским** образованиям. Среди них Барсановым были найдены мраморы с нижнекембрийскими археоциатами, прорванные розовыми гранитами. Это заставляет утверждать о наличии в Дзирульском массиве также **кембрийских** пород. Архангельский считает возможным предполагать в этом районе и **силурийские** отложения. В бассейнеАракса к силуру могут быть отнесены складчатые глинистые сланцы и кварциты, несогласно прикрываемые девоном. Последнее обстоятельство говорит о каледонской складчатости. Весьма вероятно, что основанием всего Закавказья могут служить дислоцированные нижнепалеозойские породы.

Девон развит только в бассейне Аракса, т. е. в зоне Армянской геосинклинали, и представлен средним и верхним девоном, общей мощностью в 1700 *м*. Средний девон сложен известняками с прослоями глинистых сланцев, богатыми кораллами; эти породы содержат *Calceola sandalina*, *Pentamerus Sieberi* и *Spirifer inflatus*. В верхнем девоне мы видим известняки и мергеля со *Spirifer Archiaci*, *Sp. disjunctus* и *Rhynchonella cuboides*. Все эти данные свидетельствуют о значительной трансгрессии и фазе прогибания геосинклинали. Фауна указывает на открытое море, свободно сообщавшееся с Западной Европой и Уралом. Девонские отложения на Араксе очень постепенно сменяются **каменноугольными** посредством переходной свиты песчаников, сланцев и известняков в 80 *м* мощности. Выше располагается толща известняков в 400 *м* мощности, относящаяся к турнейскому и визейскому ярусам, так как внизу встречается *Spirifer tornacensis*, а вверху различные кораллы и *Productus giganteus*. Можно думать, что морской режим сохраняется на Араксе и в течение среднего и верхнего карбона.

Пермские породы представлены нижнепермскими красными мергелями с *Productus intermedius*, *Otoceras*, *Gastrioceras Abichi*

и *Popanoceras Tschernyschewi*. Все это производит впечатление, что происходило непрерывное морское покрытие в течение всего карбона и нижней перми. Относительно верхнепермских отложений на Араксе ясности еще нет. Стоянов указывает толщу пород, лишенных ископаемых, а Боннэ устанавливает здесь ряд горизонтов, принадлежащих верхней перми. Толща пермских образований на Араксе весьма незначительна, что как-то не вяжется с существованием геосинклинальной зоны. Возможно, это зависит от ряда поднятий, которые имели место по ее периферии.

Триасовые отложения представлены 90 *м* известняков и мергелей с *Xenodiscus*, *Tirolites* и другими нижнетриасовыми аммонитами. В последнее время Паффенгольцем установлено существование поверх складчатого нижнего триаса несогласно залегающего на нем верхнего в континентальной фации с угольными слоями; этот факт указывает на завершение складчатости в середине триаса, что заставляет ее относить к наиболее поздним проявлениям герцинского орогенеза (тянь-шаньская фаза).

3. Юрские и меловые отложения

Гораздо большее развитие имеет в Закавказье мезозой, представленный очень полной серией морских юрских и меловых осадков, распространенных как в области Рионско-Куринской глыбы, так и в районе Армянского складчатого сооружения. Описание **юрских** осадков мы начнем с Рионской плиты, а именно с района Мингрелии, так как в Абхазии юрские породы погружены глубоко и выражены лишь в виде отложений геосинклинали Главного Кавказского хребта.

Относительно лейаса можно сказать очень мало, так как на всей площади юрского покрова Рионской глыбы он не выступает и отдельные его выходы (среднелейасовые известняки) приурочены к краю Дзирульского массива. Далее Паффенгольц считает возможным относить к лейасу в бассейне Тертера и других притоков Куры свиту кварцевых порфиров, покрывающих порфириты и туфобрекчии общей мощностью в 3000 *м*. В Армянской складчатой зоне лейас неизвестен.

Наоборот, крайне широко распространен в описываемой области доггер, выраженный главным образом вулканогенной фацией. В Мингрелии порфириты, туфобрекчии и туфогенные песчаники, мощностью в 1500—2000 *м*, составляют основание всех последующих, свит. В бассейне Риона поверх вулканогенных пород залегают зеленые сланцы, содержащие выделения марганца, с *Parkinsonia Parkinsoni* (байос). В бате мы имеем песчаники и серые сланцы с пластовыми инъекциями порфиритов, в 200—300 *м* мощности, кверху переходящие в песчаники с каменным углем (Ткибули). На Азербайджанской плите доггер носит тот же вулканогенный характер с эффузиями порфиритов и андезитов. В Армении доггер представлен также вулканогенными породами: к югу от Тбилиси (р. Дебеда) найдена фауна всех трех зон байоса. На Араксе байос содержит *Oppelia subradiata* и *Parkinsonia Parkinsoni*.

Мальм пока еще определен не всюду. В бассейне Риона мы имеем то отложения келловея и оксфорда, то несогласное покрывающие вулканогенных пород титоном, представленным красноцветными песчаниками, мергелями и гипсами. На Азербайджанской

плите и в бассейне Аракса залегают известняки, в которых были найдены верхнеюрские ископаемые. Доказательств наличия титона в Армении до сих пор нет. Местами к концу юры относятся мощные эффузии.

Меловая система имеет приблизительно то же распространение, что и юрская. В Мингрелии она начинается в а л а н ж и н с к и м и песчанистыми известняками, лежащими согласно на титоне и покрывающимися у р г о н с к и м и рифовыми известняками с *Requienia ammonia* и устричными банками с *Exogyra latissima*. Эти породы кверху переходят в а п т с к и е известняки в 50 *м* мощности с *Parahoplites Deshayesi* и развернутыми *Ancyloceras*; в а л ь б е вместо известняков залегают глины с *Nechiboliles minimus* (60 *м*). На Азербайджанской плите, как будто бы, нижний мел отсутствует, в бассейне же Аракса (Казан-яйла) мы имеем довольно полную серию нижнего мела, причем здесь в ургонской фации представлен б а р р е м; известняки этого возраста заключают *Toxaster*, *Caprotina* и *Requienia*. В отличие от более северных районов апт и альб выражены не в глинистой фации, а сложены известняками. Это стоит, вероятно, в зависимости от значительного удаления района от Главного Кавказского хребта, служившего источником рассеяния терригенного материала.

Переходим к в е р х н е м у м е л у. С е н о м а н на берегах р. Техура и Цхенис-цхали (Западная Грузия) сложен глауконитовыми песчаниками; подобного же рода породами представлен он в Азербайджанской плите, где он покрывает слабо несогласно пологие складки вулканической юры, а также и в Армянской складчатой стране. Т у р о н выделен в Абхазии в виде розовых известняков с *Inoceramus Lamarcki*, в Мингрелии они залегают трансгрессивно на сеномане и альбе. В бассейне р. Цхенис-цхали турон выражен внизу туфогенными породами свиты Мтавари и конгломератами, вверху же—отмеченными выше известняками. На Азербайджанской плите и в Армении в туроне имеет место развитие гиппуритовых известняков. К о н ь я к установлен в Западной Грузии (слои с *Micraster coranguinum*). В Абхазии верхний мел заканчивается свитой белых известняков в 200 *м* мощности с *Inoceramus balticus* и *Belemnitella mucronata* (к а м п а н) и *Echinocorys sulcata* (д а т с к и й я р у с). Примерно то же мы имеем и в Лечхумской котловине Западной Грузии.

На Азербайджанской плите развиты светлые известняки, орбитоидная свита и сенонские туфогенные породы. В Армении сенон сложен мергелями, литографскими известняками, туфогенными породами и риолитовыми лавами.

4. Кайнозой Закавказья

Палеоген очень широко распространен в Закавказье, особенно в Абхазии, Аджарии, Армении и Азербайджане. Перерыв между верхним мелом и палеогеном в большинстве случаев отсутствует.

П а л е о ц е н Абхазии (Гагры) выражен глауконитовыми известняками, с *Cucullaea volgensis* и *Cyprina Morrisi* (фауна нижнесаратовских песков в Поволжье), в 250 *м* мощности. Подобные же породы залегают в основании палеогена Лечхумской котловины,

но без фауны; их можно также отнести к палеоцену. Эоцен Абхазии представлен фораминиферовыми мергелями и нуммулитовыми известняками; они кроются мергелистыми плитняками с *Lyrolepis caucasica* (верхний эоцен). В Лечхуме мы имеем сходную картину, причем там развиты дискоциклиновые известняки со *Spondylus Buchi* и *Ostrea gigantica*. На крайнем востоке, между Шемахой и Баку, эоцен носит флишевый характер, будучи сложен переслаиванием серых и бурых глин, мергелей и песчаников в 700 *м* мощности.

Олигоцен Абхазии выражен мощными (600 *м*) темными глинами майкопского типа с рыбами: *Lepidotus*, *Clupea*. Этот глинистый горизонт прослеживается в Мингрелии и в Западной Грузии, где в отличие от Абхазии он залегает трансгрессивно на эоцене и на верхнем мелу. В бассейне Риона в нижней части указанных глин располагается скопление марганцовых руд Чиатури мирового значения. В бассейне Куры олигоцен начинается сланцами с остатками рыб, выше, в районе Баку, развита майкопская свита (400 *м* мощности), к юго-западу мощность глинистых пород достигает 1200 *м*. Среди этих глин мы находим признаки нефтеносности.

Совершенно иной характер имеет палеоген Армянской складчатой страны. Так, палеоцен окрестностей Боржоми, Аджаро-Имеретинских и Триалетских гор сложен флишем в 3000 *м* мощности. Эоцен состоит из грандиозных андезитовых покровов и туфобрекчий, до 1500 *м* мощности, прикрытых песчаниками и глинами с мелкими нуммулитами и фауной пелеципод (*Ostrea gigantica*, *Spondylus Buchi*, *Pecten corneus*) и кораллов. Олигоцен выражен глинами с остатками рыб и заканчивается пестрыми глинами, мергелями и песчаниками лагунного характера. В бассейне Аракса также очень широко распространены эоценовые меловые покровы и вулканические породы; то же имеет место и в олигоцене, вверху которого развиты коралловые известняки. В Талышской горной стране (побережье Каспийского моря, у г. Ленкорани) палеоген сложен, по Авдусину, громадными лавовыми покровами и туфами в несколько тысяч метров мощности.

Породы **неогена** распространены по побережью Черного моря и в бассейне Риона, а также по побережью Каспийского моря и особенно широко в бассейне Куры. Во всем остальном Закавказье неоген имеет континентальный характер.

В Абхазии и в других частях Рионской глыбы между олигоценом, выраженным майкопскими глинами, и миоценом существует перерыв в отложениях, отвечающий 1-му средиземноморскому ярусу. Слои 2-го средиземноморского яруса представлены достаточно отчетливо на Рионской глыбе чокракскими аркозовыми песчаниками и конгломератами с *Bulla truncata*, *Corbula gibba*, *Nassa restitutiana*, а также караганскими известняками в виде отдельных глыб с *Spaniodontella*. Выше чокракских слоев располагается еще около 400 *м* среднемиоценовых пород, пока еще не разделенных на отдельные горизонты. В том же примерно роде развит средний миоцен и в Лечхумской котловине. Южнее, в области, примыкающей к Батуми, состав чокракских пород меняется — здесь залегают мергеля и известняки с прослоями вулканических пород Аджаро-Имеретинских гор. Караганские и конкские

слои из этого района не обнаружены. В центральных частях Закавказья, к северу от Тбилиси, средний миоцен, по данным Ренгартена, сложен всеми тремя горизонтами и представлен песчанистыми мергелями, общей мощностью в 240 *м*.

На востоке Куринской плиты чокракские слои выражены глинистыми сланцами и глинами с прослоями доломитов со *Spirialis*; в Кабристане (к западу от Баку) встречаются пески, пропитанные нефтью. Западнее, в Кахетинском хребте, в чокраке развита та же глубоководная глинистая фация, местами же распространены песчаники и конгломераты с бедной фауной. Во всей этой области караганские слои не выделены, конкские же были обнаружены только в Кахетинском хребте.

Сарматский ярус развит на очень значительном пространстве как в западной, так и в восточной части Закавказья. По данным Козлова, в Абхазии на среднемиоценовых глинах залегают глины в 30—40 *м* мощности с *Cryptomactra pes anseris*, относимые Козловым к нижнему сармату, тогда как обычно они являются среднесарматскими. Сложен сармат прибрежными образованиями; более высоких горизонтов миоцена в Абхазии нет. В бассейне Риона сармат представлен теми же прибрежными отложениями. В районе Батуми нижний сармат выражен синеватыми глинами, а средний — прибрежными ракушечными известняками, что указывает на пополнение стратиграфической серии по мере удаления от Главного Кавказского хребта.

Между Тбилиси и Душети сармат развит очень мощно (1500 *м*) в виде зеленовато-серых мергелей с частыми прослоями конгломератов; они заключают *Ervilia podolica*, *Mactra fragilis*, а также и *Cardium obsoletum* (нижний и средний сармат). Верхний сармат сложен песчаниками и конгломератами с остатками растений, что указывает на континентальное происхождение этих пород. В бассейне Куры и на Апшеронском полуострове сармат развит полностью: он состоит здесь из глин с прослоями доломитов и мергелей.

Мэотический ярус совершенно отсутствует в Абхазии и в Западной Грузии, появляясь только в районе Батуми в виде мелководных глинистых отложений. Ему, повидимому, а также и понту соответствует душетская толща, кроющая континентальный верхний сармат бассейна Арагвы; здесь развиты конгломераты в 2000 *м* мощности, представляющие собою накопление галечников, которое происходило по мере поднятия Главного Кавказского хребта.

На Апшеронском полуострове и в Кабристане мэотис входит в состав «диатомовой свиты»; мы имеем здесь желтоватые или зеленоватые глины с прослоями горючих сланцев. К западу фация меняется: появляются различные мелководные отложения — оолитовые известняки, ракушечники, песчаники и конгломераты. Еще далее к западу они сменяются континентальными образованиями с пресноводными моллюсками и костями млекопитающих. Южнее Куры Паффенгольцем описывается налегание мэотических слоев на интрузию гранодиоритов, прорывающую палеоген.

Отложения плиоцена в районе Абхазии носят чисто прибрежный характер или же представлены береговыми накоплениями галечников и конусами выносов рек, стекавших с Главного Кавказского

хребта. Только в нижнем понте мы имеем здесь глинистые конгломераты с *Congeria subrhomboidea*, а также глины с *Valenciennesia*. Выше же идут накопления конгломератов в 500 *м* мощности, которое следует сопоставлять с киммерийскими отложениями; последние выражены также в Абхазии и в устье Риона «слоями Дуаба» с пресноводной фауной. Куяльницких слоев в Абхазии нет, чаудинские же образования обнаружены у Сухуми в виде маломощных глинистых отложений с *Didacna Baeri-crassa* и пр. К востоку — в Мингрелию и в Лечхум плиоценовые породы не распространяются, зато часто они очень полно представлены к северу от Батуми (р. Сопса и др.). Здесь понт выражен преимущественно в глинистой фации с *Congeria novorossica*, на нем несогласно залегают «слои Дуаба», кроющиеся нормальными песчано-глинистыми киммерийскими отложениями с *Dreissensia Theodori*, *Arcicardium* и др. Мы здесь имеем и куяльницкие слои, представленные тоже в песчано-глинистой фации с *Didacna multicostata* и другими солоноватоводными формами. В этом районе существует также и особый горизонт черноморского плиоцена — гурийский, открытый в последнее время и восполняющий пробел между куяльницкими и чаудинскими слоями. Он выражен также песчано-глинистыми слоями и, кроме того, конгломератами. Гурийские слои кроются чаудинскими песчано-глинистыми и конгломератовыми образованиями с *Didacna Chaudae*, *D. crassa* и пр.

По существу все плиоценовые отложения западной части Закавказья представляют собою краевые части бассейнов, занимавших черноморскую котловину, и накопления галечников береговых склонов и ущелий. Иначе дело обстоит на востоке, где понтические слои занимают очень обширное пространство, протягиваясь от Апшеронского полуострова до Шемахи, где они имеют мощность до 400 *м*; выражены они песчано-глинистыми породами, вверху с пластами известняков; из фауны назовем *Paradacna Abichi*, *Congeria subcarinata*, *Valenciennesia*. В восточной части бассейна Куры и на Апшеронском полуострове понт прикрыт продуктивной толщей, в 1000—1400 *м* мощности, с огромными запасами нефти. Толща состоит из косвенно-слоистых песков, песчаников, глин и глинистых конгломератов и представляет собою континентальное образование, о происхождении которого ведется очень много споров. Наиболее интересно мнение Батурина, что по своему минералогическому составу эти отложения отвечают либо древнему аллювию Пра-Куры (оливин, магнетит), либо принесены далеко с севера древней Волгой (кварц, дистен, силлиманит), устье которой Батурин мыслит для этого времени (начало верхнего плиоцена) в районе Баку. К западу продуктивная свита переходит в громадные накопления галечников и щебня пролювиального происхождения. В бассейне Куры продуктивная свита, а возможно, и понт замещены пресноводной толщей в 2000 *м* с *Unio*, *Limnaeus* и пр.

Продуктивная свита несогласно кроется акчагылом с *Cardium dombra*, *Mactra Karabugasica* и *M. subcaspia*, представленным глинами, песчаниками и прослоями вулканического пепла в 600—800 *м* мощности. Выше залегают апшеронские песчаники и известняки в 1500 *м* мощности с *Apscheronia propinqua*, *Dreissensia rostriformis*.

В районе Армянского нагорья, в бассейне Аракса, неоген выражен исключительно континентальными породами — здесь развиты пестрые глины, мергеля и песчаники с остатками растений и пресноводной фауной; в соседних районах Турции мы имеем также прослои каменных углей, а вверху — пласты гипса и каменной соли.

Четвертичный покров особенно широко распространен в бассейне Куры, где морские каспийские осадки лежат несогласно на сильно складчатом апшероне и в свою очередь слабо дислоцированы. Вдоль южного склона Кавказа развиты огромные шлейфы галечников как в области бассейна Куры, так и в бассейне Риона. Кроме того, по побережью Черного моря имеется ряд террас, сложенных песчано-глинистыми породами и галечниками, свидетельствующими о неоднократном колебании уровня моря. Начиная от Батуми и кончая районом, прилегающим к озеру Севан с востока, мы видим колоссальные лавовые покровы, внизу представленные базальтами, в середине — трахитами и вверху — дацитами, говорящие о совершенно исключительном масштабе эффузивной деятельности, приуроченной отчасти к определенным центрам излияний, отчасти же представляющей собою извержения трещинного типа. Эти громадные лавовые покровы связаны с речными террасами и являются несомненно четвертичными.

5. История развития

Ранние стадии развития Рионско-Куринской глыбы и Армянской складчатой страны еще очень мало нам понятны. Это объясняется крайне скудными данными стратиграфического и тектонического порядка.

Мы можем отметить для Рионско-Куринской глыбы наличие кембрийской трансгрессии, причем, повидимому, этот район в то время находился в геосинклинальной стадии. Последнее доказывается как довольно значительным метаморфизмом, так и гранитными интрузиями. Распространялись ли геосинклинальные условия и на юг, мы доподлинно не знаем, но считаем это весьма вероятным. То же нужно сказать и о силуре. Вряд ли характер всего Закавказья отличался тогда от того, что имело место в кембрии. Можно предполагать наличие весьма напряженного орогенеза в каледонскую эпоху, исходя хотя бы из того факта, что девонские отложения в бассейне Аракса лежат на сильно складчатой серии слоев.

Более ясная история Закавказья начинается с юры. Лейасу, повидимому, соответствовало поднятие всего Закавказья, связанное с резкими киммерийскими движениями на Кавказе. В доггере усиленно прогибается Рионская плита, переходя на некоторое время в геосинклинальную стадию; в этом мы можем видеть погружение, шедшее параллельно с опусканием геосинклинальной зоны Кавказа и сопровождавшееся теми же явлениями, какие имели место и там — речь идет об исключительно мощных эффузиях основных лав, происходивших в доггере на очень обширных пространствах Закавказья. Следует вспомнить также и наличие кварцевых порфиров, вероятно лейасовых, на Азербайджанской плите и основных лав, столь характерных для доггера той же области.

Вполне очевидно, что основание Рионско-Куринской глыбы было значительно опущено и геосинклинальный режим водворился на

обширной площади. Исключение составляет Дзирульский массив, который испытал значительно меньшие погружения. Он относится к той меридиональной оси Кавказа, которая столь отчетливо обнаруживается в распределении фаций на Главном хребте, а также в общей морфологической структуре Кавказа и в настоящее время. Здесь нащупывается основной структурный элемент Кавказа — зона меридиональных его поднятий — который кладет отпечаток на все последующее развитие страны.

Дальнейшая история протекает различно на Рионско-Куринской глыбе и в области Армянской геосинклинали. Действительно, на Рионской плите очень отчетливо заметна андийская складчатость, что выражается в резко несогласном залегании титона на средней юре в бассейне Риона. На Азербайджанской плите намечается иная картина — верхняя юра крайне богата эффузивным материалом, южнее же мы видим верхнюю юру в известняковой фации. Андийский орогенез вызвал появление на Рионской плите лагунного режима в титоне, весьма упрочил ее структуру; это сказалось в значительно более слабом погружении в нижнем мелу, к которому приурочены рифовые фации. На Азербайджанской плите поднятия имели место после отложения верхней юры и выразились в весьма слабых изгибах пород, что, вероятно, было обусловлено отчасти наличием в юрской толще магматических пород, отчасти наличием жесткого, возможно, палеозойского основания всей плиты. В связи с этими поднятиями к югу от р. Куры в нижнем мелу образовалась высокая суша, с которой происходил снос обломочного материала в зону южного склона Кавказа. В Армянской геосинклинали нижний мел носит тот же рифовый характер, что и на Рионской плите, причем намечаются предсеноманские поднятия (австрийская фаза).

Верхнемеловая эпоха отличается сплошным морским покрытием во всем Закавказье, причем то тут, то там появляются значительные эффузии и связанные с ними вулканогенные породы (свита Мгавари в бассейне Риона, сенон бассейна Тертера, сенонские отложения бассейна Аракса).

Очень характерны для верхнего мела орбитоидные слои, развитые в Закавказье на очень широком пространстве, а также датские известняки.

В палеогене возобновляются условия, позволяющие говорить об очень значительном прогибании геосинклинального типа по всему югу Закавказья. Об этом свидетельствуют наличие мощных толщ флиша и массовые излияния лав. На Рионской плите таких явлений мы не видим — представленные там отложения палеогена отличаются небольшой мощностью и карбонатными фациями. Повидимому, к этому времени Рионская плита уже значительно консолидировалась. О Куринской плите трудно высказать какое-либо суждение ввиду малого пространства, занятого на ней доступным нам палеогеном. Имеющиеся данные говорят как будто о флишевом характере палеогена в окрестностях Баку. Считать на основании этого, что вся Куринская плита приобрела в это время характер геосинклинали, конечно, нельзя, хотя для кайнозоя нужно признать весьма большую подвижность этого тектонического элемента, выразившуюся в развитии крайне мощных накоплений неогена и четвертичных пород.

Конец олигоцена сопровождался весьма значительными поднятиями, что сказалось в повсеместном отсутствии нижнего миоцена (чокракских слоев) на складчатом олигоцене (савская фаза); это обстоятельство является очень типичным для Рионской плиты. К тому же времени относятся как будто поднятие Дзирульского массива и разобщение рионского и куринского заливов миоценового моря. Трансгрессия начинается чокраком и кончается нижним сарматом, после чего отмечается очень резкая регрессия моря; только в районе Апшеронского полуострова мы видим в течение всего сармата усиленное прогибание. Сарматская регрессия связана с аттическими поднятиями. К этому времени относятся грано-диоритовые интрузии Азербайджанской и Куринской плит, прорезывающие палеоген, но кроющиеся трансгрессивно мэотическими слоями.

Мэотическая трансгрессия очень мало выразилась в Черноморском бассейне и значительно сильнее — в Каспийском, причем наиболее значительный прогиб обозначился в окрестностях Баку. Способность к усиленному опусканию этого района мы отмечали уже для сармата и встретим ее далее в течение всего плиоцена. В последнем мы наблюдаем целый ряд небольших трансгрессий; при этом западная часть Закавказья почти все время находилась ниже уровня моря, заходившего сюда небольшими заливами. В это же время мы отмечаем для Куринской плиты понтическую, акчагыльскую и апшеронскую трансгрессии. Замечательно резкое поднятие предшествовало акчагылу, когда морской бассейн был сконцентрирован в южной части Каспийского бассейна. Оно соответствует весьма крупным орогеническим движениям, имевшим место в ту эпоху на всем Кавказе — восточно-кавказская фаза. Для плиоцена, в особенности для верхнего, крайне типично проявление напряженного орогенеза: к нему приурочено надвигание Кавказа на Рионско-Куринскую глыбу и связанные с этим процессом складкообразование и разрывы в осадочном ее покрове. Плиоценовые отложения Апшеронского полуострова и Кабристана обнаруживают очень напряженную складчатость и характеризуются образованием грязевых вулканов.

В Армянской геосинклинали крупнейшие движения происходили, повидимому, в миоцене, когда возникли надвиги на Тертере.

Четвертичная история Закавказья отличается частыми трансгрессиями Каспия в Куринскую равнину и продолжающимися пликативными дислокациями. К этому же периоду относятся грандиозные лавовые излияния Малого Кавказа. Современная эпоха характерна интенсивной сейсмической деятельностью, свидетельствующей о еще не прекратившихся тектонических процессах.

6. Полезные ископаемые

Закавказье прежде всего отличается очень мощными залежами нефти, образование которой связано с процессами битуминизации, происходившими в конце олигоцена и в миоцене. Нефтяные месторождения приурочены главным образом к продуктивной свите, представляющей великолепный коллектор для углеводородов, поднявшихся снизу по линиям разнообразных разломов. В связи с этим

мы имеем грандиозные залежи нефти Апшеронского полуострова, составляющие главную нашу нефтяную базу. Западнее разведаны нефтяные месторождения в районе Кабристана, горы Нафталана у Кировобада в Гурии (Западная Грузия). Повидимому, еще не все нефтяные месторождения Закавказья в настоящее время обнаружены.

Нужно отметить также присутствие нефти в орбитоидной свите верхнего мела и в средней юре.

Железо приурочено к гранитным интрузиям в среднеюрской туфогенной толще; его руды известны в Дашкесане, к югу от Кировобада. Генезис марганцовых месторождений связан с вулканической деятельностью средней юры; первичные месторождения марганца были размыты и переотложены олигоценовым морем, создавшим мирового значения марганцовые месторождения Чиатури. Медные руды также связаны с мезозойским вулканизмом и встречаются местами между Курой и Араксом (Зангезур). Далее отметим залежи трепела Ахалцыха и разнообразные вулканические туфы Алагеза, дающие великолепные трассы — кислотоупорный строительный материал. Кроме того, следует указать на ряд крайне ценных минеральных источников, некоторые из которых отличаются исключительными целебными свойствами, как, например, сероводородные источники Мацесты близ Сочи, Цхалтубо близ Кутаиси, мышьяковистые источники Сванетии и бассейна Аракса, щелочно-углекислые термальные воды Боржоми и пр.

V. ЭЛЬБУРС И КОПЕТ-ДАГ

1. Тектоника

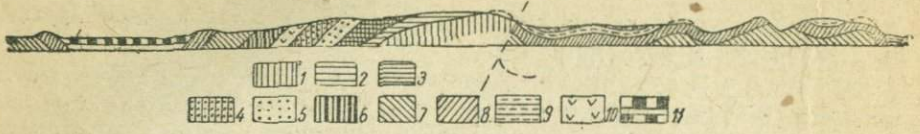
Армянские складки связываются со складками хребта Эльбурса, протягивающегося вдоль южного побережья Каспийского моря и представляющего промежуточное звено между первыми и Копетдагом. Связь армянских складок и Эльбурса видна хорошо на геологической карте, на которой показаны полосы вулканогенной юры и девона, тянущиеся от Аракса через Ардебиль к р. Сефид-руду.

Тектоника Эльбурса охарактеризована Тице (Tie ze) и Шталем (Stahl), построения которых, однако, не соответствуют новейшим тектоническим воззрениям. В последнее время краткий очерк Эльбурса дан Овчинниковым, которому мы и будем в дальнейшем следовать в нашем описании.

Район Демавенда, расположенный к северо-востоку от Тегерана, состоит из трех надвинутых к югу покровов. Овчинников придает им следующие названия, считая с севера на юг: Эльбурсский, на котором располагается гигантский вулканический конус Демавенд (5670 *м*), Аб-Алийский и Рудехенский (фиг. 62).

Копет-даг представляет собою складчатое сооружение, которое главной своей массой располагается южнее государственной границы СССР, а потому и очень мало известно. Повидимому, мы имеем в нем непосредственное продолжение Эльбурса к востоку, так как характер структуры обоих хребтов в общем сходен. Для него типична очень интенсивная складчатость с системами надвигов. В пределы СССР Копет-даг заходит только своей северной окраиной, где тектоника его не характерна для всего хребта. Здесь развиты меловые

и третичные породы, смятые в складки и опрокинутые к северу. Данными по Копет-дагу мы обязаны Никшичу, который отмечает наличие разрывов и надвигание складок в северном направлении. (фиг. 6). К югу складки становятся более симметричными, и поэтому, как думает Архангельский, говорить об общем надвигании



Фиг. 63. Схематический разрез через Копет-даг (по Никшичу).

1 и *2* — неоком; *3* и *4* — апт; *5* — альб; *6* — сеноман; *7* — турон, сенон и датский ярус; *8* — палеоген; *9* — 2-й средиземноморский ярус и сармат; *10* — акчагыл; *11* — надакчагыльские конгломераты

Копет-дага на север нет оснований. На западе, начиная от Кзыл-Арвата, наблюдаются брахиантиклинальные складки, загибающиеся в юго-западном направлении. В этом же направлении загнуты складки Малого Балхана, плиоценовые складки Нефте-дага, расположенного вблизи Каспийского моря, и складки Челекена.

2. Стратиграфия Копет-дага

Центральные части Копет-дага очень плохо известны, но имеющиеся сведения указывают на аналогию с Эльбурсом. Так, мы имеем там палеозой и юрские сланцы, крокшиеся известняками того же возраста. Очень большим распространением пользуется континентальная фация нижнего мела. Значительно лучше известна северная периферия хребта, заходящая на территорию Туркменистана. В Копет-даге и в соседних хребтах: Кюрен-даге и Малом Балхане, развита толща нижнего мела до 2000 *м* мощности. Более древних пород на северной окраине Копет-дага нет. В основании нижнемеловой свиты залегают плотные, местами оолитовые, а местами плитчатые известняки. В низу их встречены были ископаемые, которые заставляют относить их к готериву, причем здесь наблюдаются такие северные формы, как *Aucella Keyserlingi*. Верхняя часть известняков относится к баррему; среди ее фауны, охарактеризованной такими южными формами, как *Pulchellia*, *Heteroceras*, встречаются *Simbirskites versicolor*. Очевидно, северное влияние было достаточно сильно. Мощность готерива и баррема достигает 700 *м*. В вышележащей толще глин и песчаников, общею мощностью в 1300 *м*, можно выделить апт и альб. В первом встречаются *Parahoplites consobrinoides* (близкий к *P. Leshayesi*) и *Douvilleiceras*. В альбе выделяется несколько горизонтов, причем в нижнем встречаются разнообразные *Acanthoplites*, в среднем — *Hoplites interruptus*, а в верхнем, *Mortoniceras inflatum* (вракон).

Нижний мел Копет-дага, таким образом, обнаруживает очень большое фаунистическое и фациальное сходство с нижним мелом, развитым на северном склоне Кавказа.

Верхний мел достигает 1000 *м* мощности и начинается сеноманскими зеленоватыми песчаниками с прослоями глин со *Schloenbachia varians* и *Acanthoceras rhotomagense* (300 *м*). Все

остальное занимает свита разноцветных глин и мергелей; она заключает внизу туронскую фауну, остальные же ярусы еще не выделены за исключением маастрихтского с морскими ежами, редкими *Belemnitella mucronata* и *Inoceramus balticus*, а также датского с *Echinocorys sulcata*.

Очевидно, в течение всего мелового периода северный склон Копет-дага представлял собою зону геосинклинального прогиба с непрерывным покровом моря.

Палеоген достигает мощности в 1000 *м*. На верхнем мелу согласно залегает свита серых и зеленых мергелей с горизонтом яркомалиновых мергелей (100 *м*); они кроются светлокоричневыми глинами с прослоями песчаников (440 *м*); над глинами мы видим «котурские» песчаники (45 *м*) с фауной, имеющей верхнеэоценовый облик. Вероятно, все ниже лежащие породы палеогена представляют собою весь палеоцен и нижний эоцен, но палеонтологического подтверждения этого предположения у нас нет. Песчаники кроются глинами (300 *м*) с *Ostrea prona* и *Pecten bellicostatus*, указывающими на нижний олигоцен. В самом верху палеогеновой свиты развиты темные глины с чешуйками рыб, заставляющие нас вспомнить о майкопской свите.

Неогеновая система. Западнее Кзыл-Арвата на складчатый палеоген несогласно налегает средний миоцен: мы имеем здесь в основании чокракские оолитовые известняки и песчаники небольшой мощности. Караганские слои достигают мощности в 175 *м*, заходят значительно восточнее чокракских и представлены песчаниками, глинами и мергелями, заключающими значительное количество гипса. К востоку от ст. Арчман морские отложения заменяются красноцветной толщей глин, песчаников и конгломератов, лежащей на палеогене и покрывающейся сарматом. Архангельский видит в ней континентальные образования. Конские слои распространены в западной части Копет-дага и состоят из песчаников и мергелей с фоладами. Сармат выражен мощной толщей глин с прослоями известняков и песчаников.

Плиоцен начинается конгломератами, мощностью в 800 *м*, лежащими на сармате и покрывающимися акчагылом; это, очевидно, континентальные отложения, соответствующие понту и продуктивной свите. Последняя отчетливо представлена на Боя-даге и на Челекене, где она сложена красными глинами и конгломератами. Акчагыл занимает все северное подножие Копет дага; он залегает резко трансгрессивно на более древних породах и сильно дислоцирован. Апшеронские породы имеются только на о. Челекене и в районе Нефте-дага; они выражены главным образом глубоководными глинами.

3. История развития

Очень неясны еще геологические судьбы Эльбурса и Копет-дага. Несомненно, в основе мы имеем здесь каледонскую складчатость, о существовании которой на Кавказе и Закавказье мы говорили неоднократно. Крупные поднятия вызвали очень значительное накопление красноцветных кластических пород в первой половине девона. Затем мы видим значительное погружение, которое обусло-

вило верхнедевонскую трансгрессию и накопление известняков в геосинклинальных условиях в течение верхнего девона и всего карбона. Далее, повидимому, имел место герцинский орогенез, вызвавший поднятие всей страны в течение перми и триаса. Относительно киммерийской складчатости у нас пока сведений нет, но, исходя из ее широкого развития на Кавказе, следует предполагать ее наличие и здесь.

Мы видим затем опять мощное прогибание и накопление песчано-глинистых осадков лейаса и доггера, сменяющееся органогенным накоплением мальма. Андийские движения исключительно ярко выражены: очевидно, то был мощный орогенез, выдвинувший высоко горные хребты, в результате чего очень быстро были размыты мощные толщи осадков не только мезозоя, но и палеозоя; благодаря этому подверглись разрушению и переотложению красноцветные толщи девона. Последние послужили материалом для накопления огромных масс красноцветных пород в меловом периоде. Налегание их то на юру, то непосредственно на палеозой указывает на существование очень резкого горного рельефа, который благодаря постепенным поднятиям существовал до опускания всей горной цепи в палеогене.

Мощное андийское поднятие вызвало отступание к северу и к югу меловых бассейнов. История мела в пределах Эльбурса очень темна, зато она хорошо может быть изучена на Копет-даге, т. е. в зоне прогиба, сопровождавшего поднятия центральных частей горной системы. Мы видим здесь погружение геосинклинального типа, которое продолжалось с начала нижнего мела до олигоцена; за это время накопилось до 3000 *м* осадков главным образом песчано-глинистого характера.

Следующее крупное складкообразование имело место на границе олигоцена и миоцена (савская фаза); в миоцене были смыты палеогеновые и мезозойские отложения. О савской фазе свидетельствует отсутствие нижнего миоцена и несогласное залегание очень маломощного чокрака на складчатом олигоцене. Далее по северному подножию Копет-дага намечается довольно значительная караганская трансгрессия, после чего мы видим регрессию, связанную с массовым накоплением обломочного материала за счет поднимавшегося Копет-дага. Поднятие сопровождалось крупным опусканием на севере, обусловившим огромную сарматскую трансгрессию после которой имели место снова значительный подъем хребта (восточно-кавказская фаза) и связанное с ним накопление мощных толщ конгломератов.

Континентальные отложения продуктивной свиты о. Челекена и близлежащих мест, по Батурину, богаты топазом, что он связывает с деятельностью древней реки (Унгуз), приносившей продукты разрушения со средне-азиатских хребтов. Общее опускание Каспийской впадины и ее периферии, происшедшее в верхнем плиоцене, отразилось и на северном склоне Копет-дага значительной акчагыльской трансгрессией.

Конец плиоцена характеризуется весьма значительным прогибанием прикаспийской части района, после чего последовал очень интенсивный орогенез (валахская фаза); это явствует из резкой смятости верхнего плиоцена. Очевидно, к этому времени относятся

крупные движения в Эльбурсе, выразившиеся в образовании крупных надвигов, в которых участвуют все свиты вплоть до олигоцена. В это же, повидимому, время происходили извержения Демавенда. Таким образом, мы имеем дело с очень юным формированием складчатой системы; ее по времени наиболее крупных движений можно сопоставить с Кавказом, в котором все движения к югу имеют верхнеплиоценовый возраст.

4. Полезные ископаемые

Не затрагивая Эльбурса, находящегося на иранской территории, мы коснемся только восточного побережья Каспийского моря, где к продуктивной толще верхнего плиоцена приурочены богатые месторождения нефти. Извержение нефтяного фонтана на Нефтедаге в 1932 г. показало, какие громадные запасы нефти находятся в этом районе. На о. Челекене с этим же горизонтом связаны богатые залежи твердого битуминозного вещества — озокерита.

VI. МАНГЫШЛАК, ТУАР-КЫР, БОЛЬШОЙ БАЛХАН, УСТЬ-УРТИ КАРА-КУМЫ

1. Тектоника

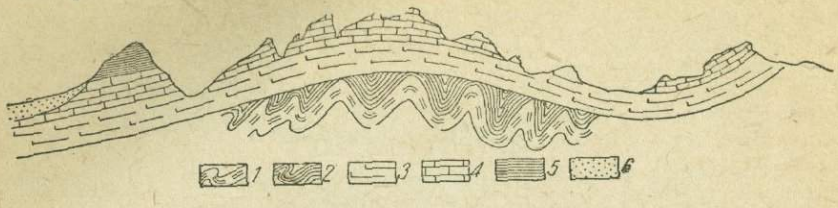
К востоку от Каспийского моря располагается ряд тектонических элементов, большинство которых очень слабо изучено и только в последнее время соединено в одну общую систему (табл. XV).

Прежде всего обращает на себя внимание Мангышлак, упирающийся на востоке в высокое и ровное плато Усть-Урта. К югу от первого существует ряд поднятий, из них наибольшее — хр. Туаркыр, проходящий у юго-восточного угла Кара-богаза. Еще южнее, к востоку от Красноводского залива, располагается невысокий, но трудно доступный хр. Большой Балхан. К юго-востоку от Усть-Урта, ограниченного обрывами, носящими название «чинков», находится пустыня Кара-кум, среди которой встречаются различные складчатые гряды, тянущиеся до Аму-дарьи и Копет-дага.

С востока эта область сравнительно пологой складчатости ограничивается Урало-Тянь-шаньским складчатым сооружением.

Литературные данные по Мангышлаку очень скудны и сводятся к работам Андрусова и Баярунаса. Мангышлак сложен пермскими и триасовыми породами, которые очень интенсивно дислоцированы; на них несогласно налегают мезозойские и кайнозойские отложения (фиг. 64). В настоящее время отчетливо выявляется, что в основании мангышлакских складок располагается интенсивно смятая и разорванная местами сбросами и сдвигами, согласно пластующаяся толща пермских и триасовых пород, достигающая мощности 4000 *м* и отличающаяся слабым метаморфизмом. Все это дает нам указания, что мы имеем дело с образованиями геосинклинального типа. Точно наметить направление складчатости не удается, так как выходы этих, наиболее древних, пород могут наблюдаться только в ядрах складок; следует сказать, что более молодые из них имеют простирание, не всегда совпадающее с древним. Резко несогласное налегание на верхний триас низких горизонтов юры свидетельствует о существовании на Мангышлаке киммерийской фазы складча-

тости. В хр. Кара-тау присутствие складчатого триаса, а затем его выходы протягиваются слабо изогнутой линией к юго-востоку и востоку, уходя под горизонтальный покров миоценовых пород Усть-Урта.



Фиг. 64. Схема тектоники Мангышлака.

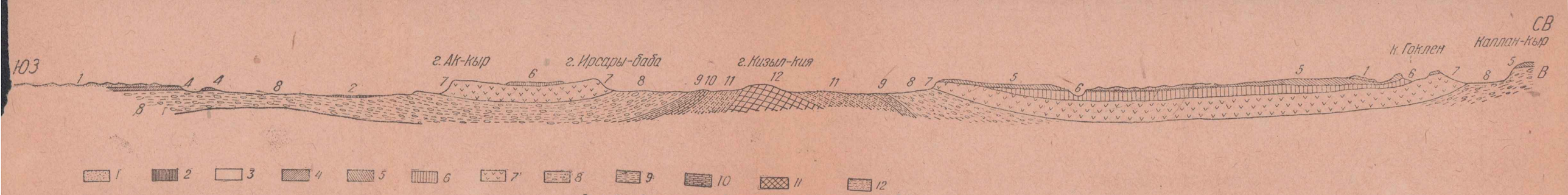
1 — верхняя пермь; *2* — триас; *3* — юра; *4* — мел; *5* —палеоген; *6* — неоген.

Существует еще один выход дислоцированного триаса, обнаруженный Лупповым и находящийся в южной части хр. Туар-кыр, который расположен у юго-западного угла залива Кара-богаз.

Необходимо упомянуть, что сильно дислоцированные пермские отложения встречены в основании ряда брахиантиклиналей Эмбенского бассейна; это заставляет Руженцева предполагать наличие под покровом мезозоя резко складчатых палеозойских образований; интенсивность проявления в них дислокаций замирает в северном направлении. Поэтому можно думать, что киммерийская складчат сть, имеющая на Мангышлаке ЗСЗ простирание, распространяется веерообразно на север, прилегая к меридиональным складкам Уральской системы. Постепенное ослабление складчатости к северу может быть объяснено уменьшением мобильности земной коры в направлении от геосинклинальной области к Русской платформе, причем складчатые линии переходят из первой во вторую, постепенно теряя в своей интенсивности.

Обратимся к рассмотрению тектоники более молодых отложений Мангышлака. Мы имеем здесь огромную антиклиналь, ширина которой достигает 30 *км*; Андрусов называл ее «мегантиклиналь». Она сложена юрой, мелом и палеогеном; размыв разбил ее на несколько параллельных высот: Кара-тау, Ак-тау и Кара-таучик. К югу и северу от нее располагаются другие антиклинальные складки, значительно меньшие по размаху. Мощность мезозоя и кайнозоя сравнительно невелика; это заставляет думать, что они отложились вне геосинклинали, но в условиях еще довольно мобильных, в пользу чего свидетельствуют значительные, но все же простые формы складчатости. Вся толща мезозоя и кайнозоя дислоцирована неодинаково: мы имеем ясно выраженное угловое несогласие между мальмом и нижним мелом (андийская фаза) и между верхним мелом и палеогеном (ларамийская фаза). Наличие главной складчатости в конце триаса и существование интенсивных проявлений складкообразования вплоть до палеогена заставляет относить образование Мангышлака за счет тихоокеанского (мезозойского) орогенеза, альпийские же движения не выразились на Мангышлаке сколько-нибудь заметно.

Простирание андийских и ларамийских складок западно-северо-западное; они погружаются в сторону ф. Александровского и, раз-



Фиг. 65. Схематический разрез через Туар-кыр (по Луппову).

1 — пески; *2* — древнекаспийские отложения; *3*—пресноводные отложения; *4*—акчагыл; *5*—миоцен; *6*—палеоген; *7*—турон, сенон, датский ярус; *8* — апт, альб, сеноман; *9*— неопом; *10* — мальм; *11* — угленосная свита; *12* — аман-булакская свита.

биваясь на ряд антиклиналей и синклиналей, уходят под плато Усть-Урта. По предположению Баярунаса, складки могут быть прослежены до его середины. Возможно, что они продолжаются и далее вплоть до сухого русла Узбоя, где они, может быть, примыкают к складкам Урало-Тянь-шаньского сооружения.

Складки Туар-кыра, в которых также участвуют юра (о триасе мы уже говорили), мел и палеоген, имеют северо-западное простирание, но с направлением гораздо более меридиональным, чем на Мангышлаке (фиг. 65). Уход складок последнего под Усть-Урт заставляет думать, что Туар-кыр, ширина которого довольно велика, примыкает к Мангышлаку кулисообразно. На Туар-кыре Луппов наблюдал очень небольшие выходы габбро и порфира, а в последнее время найдены также и силурийские известняки; это является указанием, что в основании его располагается весьма значительное складчатое сооружение. Южное продолжение Туар-кыра оборвано руслом Узбоя; нужно думать, что он в той или иной форме примыкает к Копет-дагу или же, изгибаясь к юго-востоку, занимает область Кара-кумов, тектоника которых нам еще совершенно неясна. Заунгузское плато, расположенное между Аму-дарьей, Узбоем и Унгузом, представляет собою, повидимому, флексурный изгиб неогеновых пород, опрокидывающихся в сторону Унгуза. Геллер считает возможным представлять себе Кара-кумы в виде системы флексур, параллельных Копет-дагу и обращенных к нему своими смыкающими крыльями. Эти складки, сложенные неогеном, отображают, очевидно, какую-то древнюю складчатую структуру; последняя, вероятно, представляет продолжение тихоокеанских складок Туар-кыра, возможно, выраженных в виде антиклинальных поднятий, развившихся на еще более древних киммерийских складках. В неогеновое время область Кара-кумов при образовании Копет-дага испытала интенсивное погружение, превратившись в его предгорную впадину.

Между восточным краем Красноводского плато и Узбоем располагается изолированная возвышенность Большого Балхана, сложенная юрой и нижним мелом. Большой Балхан является почти широтным антиклинальным поднятием, несколько сдвинутым к северу и осложненным слабыми опрокидываниями и сбросами.

Красноводский полуостров, основание которого состоит из юры и мела, перекрыт почти на всем пространстве неогеновыми породами, залегающими слабо волнисто. Мезозой образует антиклиналь Кубадага, от которого он постепенно поднимается к южному берегу Кара-богаза. Складки мезозоя ориентированы широтно; на южном берегу полуострова имеются выходы порфиров и гранитов, происхождение которых неясно.

Таким образом, вся местность, расположенная между Каспием и Аму-дарьей, является зоной развития киммерийской складчатости, возникшей в конце триаса из геосинклинали, отходившей от Копет-дага к северу. Складки имеют северо-западное простирание и перекрыты более просто смятыми породами юры, мела и палеогена, занимающими всю очерченную выше область; на них отложились горизонтальные слои неогена на Усть-Урте и на Заунгузском плато. Низменные Кара-кумы образуют собою предгорную впадину Копет-дага. Последний поднялся много позднее рассмотренного складча-

того сооружения, превратившегося в платформу, весьма подвижную еще в начале юры и совершенно стабилизировавшуюся в олигоцене. В дальнейшем мы увидим, что оно, примыкая вплотную к Урало-Тянь-шаньскому сооружению, имеет свое продолжение в районе Гиссара и Памира.

2. Стратиграфия перми и триаса

Пермские отложения, наиболее древние в описываемой области, развиты на Мангышлаке, где пермские и триасовые породы образуют свиту Кара-тау, мощность которой достигает 4000 *м*; из них 1500 *м* следует относить к пермским образованиям. Баярунас указывает, что последние выражены вишнево-красными песчаниками, мергелями и конгломератами с отдельными яркозелеными прослоями этих же пород. Континентальное происхождение свиты стоит вне всякого сомнения, и ее можно сопоставить с красноцветными отложениями татарского яруса Русской платформы.

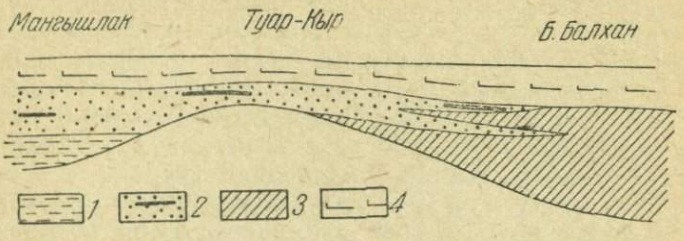
Триасовые образования сколько-нибудь распространены только на Мангышлаке, где мы имеем нижний триас в морском развитии, причем по фауне можно отличить сейсский и кампильский ярусы. Триас начинается, по Баярунасу, зеленоватыми мергелистыми сланцами с *Iorycranites rossicus*, выше которых залегают песчаники и сланцы с кремнистыми конкрециями, покрывающиеся зелеными сланцам с *Meekoceras*, *Pseudosageceras*, *Columbites*; вверху встречается *Tirolites cassianus*. Общая мощность фаунистически охарактеризованных нижнетриасовых пород около 300 *м*. Обращает на себя внимание присутствие *Pseudosageceras* – аммонита, широко распространенного в Гималаях и встречающегося также и на Кавказе. Другие формы вроде *Meekoceras* и *Columbites* также указывают на прямую фаунистическую связь Мангышлака с Индией. Выше фауна отсутствует, хотя мощность отложений, которые можно было бы приравнивать к нижнему триасу, не менее 1000 *м*. Триас заканчивается черными известняками, глинистыми сланцами и темными песчаниками, в которых встречается морская фауна, а также растительные остатки; мощность этих пород определяется в 1500 *м*. Возраст их, вероятно, верхнетриасовый, причем верхняя часть этой свиты, повидимому, континентального происхождения. Имеется ли перерыв в отложениях между нижним и верхним триасом, не установлено.

К востоку в триасе Мангышлака намечается изменение фаций, выражающееся в постепенном появлении песчаников. В хр. Туар-кыр Луппов относит к триасу аман-булакскую свиту, сложенную внизу зелеными песчанистыми сланцами, а выше — конгломератами с гальками палеозойских пород, а также магматических пород неизвестного происхождения. Мощность ее достигает 250 *м*; возраст ее, вероятно, нижнетриасовый.

3. Стратиграфия юры и мела

Юрская система хорошо выражена на Мангышлаке, Туар-кыре и Большом Балхане, но отличается весьма значительными местными особенностями. На Большом Балхане общая мощность юры

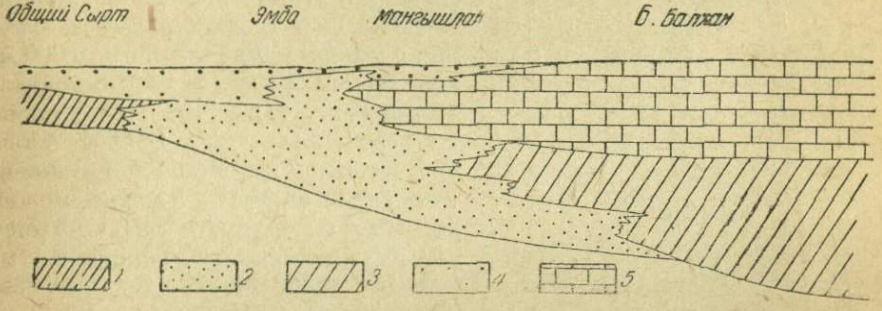
достигает 2400 *м*, причем фации ее очень близко напоминают развитие юры на северном склоне Кавказа. Лейас и доггер здесь представлены в виде глинистых сланцев. В верхних частях этой свиты, относящихся к байосу, встречаются прослои угля. Подобные отклонения указывают на осадкообразование в районе периферической части геосинклинали. К северу картина меняется: на Туар-



Фиг. 66. Континентальные фации юры в Закаспии.

1 — пестроцветная свита; *2* — угленосная свита; *3* — сланцевая фация; *4* — известняково-мергелистая фация.

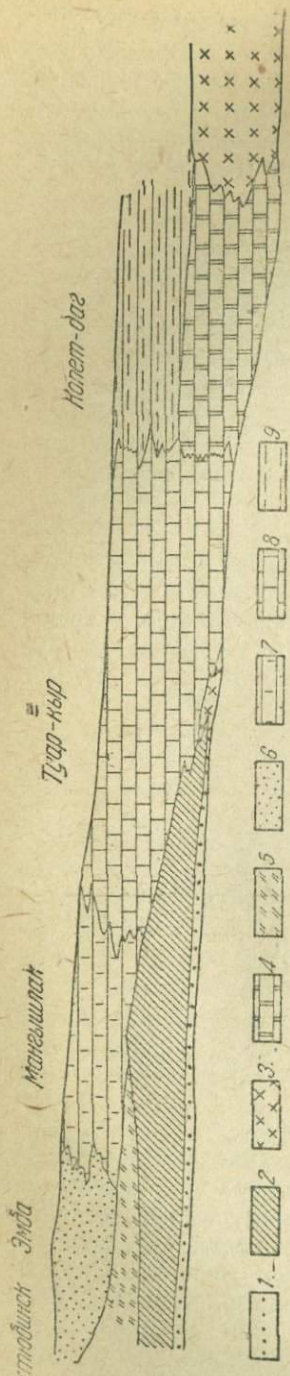
кыре мы видим лишь континентальные глины, песчаники и конгломераты средней юры с тонкими прослоями угля и остатками растений; эти образования прорваны порфиритом. Мощность средней юры на Туар-кыре не превышает 300 *м*, так что мы имеем здесь уже



Фиг. 67. Смена фаций в юре между Общим Сыртом и Большим Балханом

1 — глины бата; *2* — континентальные песчано-глинистые отложения Эмбенского бассейна; *3* — сланцы лейаса и доггера; *4* — песчаная фация мальма; *5* — известняково-мергелистая фация мальма.

структуру платформы поверх киммерийских складок. На Мангышлаке такая структура видна крайне отчетливо, так как юрские отложения резко несогласно покрывают триас; они представлены континентальными породами в 600—700 *м* мощности, относящимися к лейасу и доггеру, и состоят внизу из пестроокрашенных глинисто-песчанистых пород с прослоями угля и остатками растений: *Cladophlebis*, *Taeniopteris*, вверху же — из темных глин и красноватых песчаников; в самом верху свиты встречаются песчано-глинистые прослойки с *Ostrea acuminata* и *Parkinsonia Parkinsoni* (байос и бат). Эти континентальные отложения, верхняя часть которых имеется и на Туар-кыре, представляют собою продолжение юрской континентальной свиты Эмбенского бассейна (фиг. 6).



Фиг. 68. Фациальный профиль меловых отложений от Эмбенского бассейна до Копет-дага.

1 — песчаники валанжина; *2* — глинистая фация нижнего мела; *3* — континентальные красные песчаники нижнего мела; *4* — известняковая фация нижнего мела Копет-дага; *5* — континентальная фация сеномана; *6* — прибрежная песчано-фосфоритовая фация верхнего мела; *7* — мергельно-меловая фация верхнего мела; *8* — известняково-мергелистая фация; *9* — глинисто-песчано-мергелистый верхний мел Копет-дага.

Мальм на Балханах начинается маломощными келловейскими песчаниками с *Macrocephalites macrocephalum*; над ними развиты песчаники и известняки оксфорда (458 *м*) с *Peltoceras*. Выше лежащие нижнемеловые известняки в своем основании заключают титонскую фауну. Севернее, на Туаркыре, мы видим очень резкое падение мощности мальма (до 70 *м*), причем в келловее развиты глинисто-мергелистые породы, а в оксфорде — известняки. Фауна здесь носит уже русский отпечаток (*Cardioceras*, *Stephanoceras*), в то же время *Trigonia* указывает на теплое море. На Мангышлаке мы имеем келловей русского типа (*Cosmoceras Jason*, *Quenstedtoceras Lamberti*), в виде глин, мергелей и песчаников, а также песчаники оксфорда и кимериджа. Верхи юры выражены неясно. Сличая указанные типы развития юры, можно видеть ее переход в геосинклинальные фации в южном направлении при общем пополнении разреза морских отложений (фиг. 67).

Меловая система полнее всего представлена на Мангышлаке, причем она залегает несогласно на размытой поверхности юры. В основании нижнемеловых образований расположен маломощный валанжин (25 — 35 *м*) в мелководной фации (песчаники и известняки с фосфоритами). Здесь встречаются *Aucella volgensis*, *Berriasella rjasanensis*, а также южные *Exogyra Couloni* и *Thurmania*.

Готерив и баррем выражены неясно (70 *м*); они сложены внизу песчаниками с *Trigonia*, а вверху ярко окрашенными глинами, мергелями и песчаниками. Апт и альб состоят из темных глин с очень богатой фауной аммонитов, что позволило провести деление на дробные палеонтологические горизонты.

В Туар-кыре валанжин замещен красными глинами и песчаниками с гипсом — мы потом будем очень часто встречать подоб-

ные породы в нижнем мелу Средней Азии. Остальные горизонты в общем повторяют картину, имевшую место на Мангышлаке. В Балханах мы уже видим резкое изменение: нижний мел, залегающий несогласно на складчатой юре, начинается конгломератами, а выше выражен известняками в 220 *м* мощности; еще выше, вплоть до сенона, в этом районе развиты зелено-серые мергеля и песчаники в 700 *м* мощности. Сеноно-датский ярус сложены кристаллическими известняками (140 *м*); по южному берегу Кара-богаза они замещаются красными и зеленоватыми мергелями, а также мшанковыми известняками. Верхний мел Мангышлака и Туар-кыра построен сходно с тем, что́ мы видим на Русской платформе, в частности в Эмбенском бассейне: в сеномане развиты песчаники с устрицами (*Exogyra conica*) и тригониями. Выше имеется 300 *м* мергелей и мела, причем доказано присутствие турона, кампана и маастрихта. Верхний мел заканчивается датским ярусом, сложенным мшанковыми известняками с *Echinocorys sulcata* (фиг. 68).

4. Стратиграфия кайнозойских отложений

На Мангышлаке **палеоген** залегает слабо несогласно на датских породах. Он начинается палеоценом, представленным желтоватыми песками с фауной плеченогих (*Terebratula*), морских ежей, мшанок, а также *Ostrea Sinzowi*. Палеоцен слабо несогласно перекрывается эоценом: в его основании развиты глауконитовые мергеля, кроющиеся известняками с *Nummulites* и *Discocyclina*. В верхней части мангышлакского эоцена залегают глины (25 *м*), богатые остатками акул (*Otodus*, *Lamna*); вдали от гребня Кара-тау эоцен сложен белым мелом. Олигоцен выражен глинами, в верхней части которых встречаются остатки рыб. Вблизи гребня Кара-тау имеются песчаные отложения, богатые марганцовыми рудами.

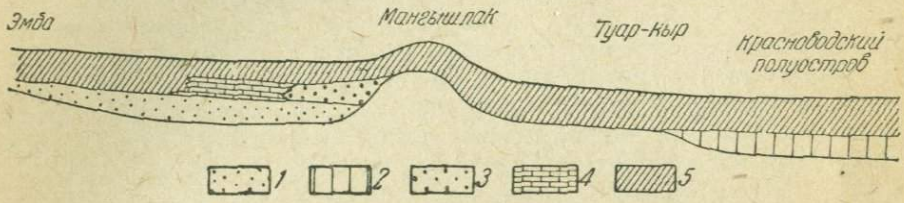
На Туар-кыре мы видим сходную картину, только палеоцен пока не обнаружен, в эоцене же отсутствуют известняки, будучи замещены глинами и песками.

В обрывах («чинках») Усть-Урта выходят горизонтальные слои палеогена, представленные главным образом глинами. Так, в палеоцене мы имеем джаиндинскую свиту глин, мергелей, опок и глауконитовых песчаников мощностью в 50—60 *м* с фауной нижнесаратовских караваев (*Turritella circumdata*, *Tellina saratovensis*. На берегу Аральского моря непосредственно на верхнем мелу залегают эоценовые нуммулитовые известняки. Они кроются чеганскими глинами, широко развитыми по северному чинку Усть-Урта, в 150 *м* мощности, с фауной олигоценового характера (*Triton flandricum*, *Ostrea ventilabrum*), эти глины перекрывают непосредственно джаиндинскую свиту, — очевидно, захватывая своими низами и эоцен. Олигоцен заканчивается песчано-глинистой толщей с остатками секвой, тополей и других деревьев.

На Красноводском полуострове мы имеем в основании палеогена пестро окрашенные мергеля и глины, кроющиеся сланцами с остатками акул (верхний эоцен). Олигоцен сложен майкопскими глинами (140—220 *м*) (фиг. 69).

Неоген развит в описываемом районе очень широко: он занимает почти все пространство между Каспийским морем, Аральским морем и Аму-дарьей.

Миоцен лежит в районе Усть-Урта несогласно на палеогене и на мезозое. Слои 1-го средиземноморского яруса представлены в северной окраине Усть-Урта зелеными глинами с устричными банками (*Ostrea gryphoides*). Породы 2-го средиземноморского яруса распространены значительно больше; чокракские слои захватывают узкую полосу восточного побережья Каспийского моря, будучи сложены мелководными ракушечниками и песчаниками с *Spaniodontella*, *Ervilia praepodolica* и пр.; на Усть-Урте к чокраку относятся накопления гипса, возникшие в обширной лагуне. В том же роде распространены и карагандинские слои. Конкские слои занимают гораздо более обширную площадь, чем предыдущие, захватывая область Усть-Урта и заходя далее к северо-востоку в Тургайскую впадину. Литологический состав их весьма разнообразен — местами развиты мергелисто-известняковые отложения с *Tholas ustjurtensis*, местами красные глины и устричники с *Ostrea digitalina*, нередко чисто прибрежные песчаные и конгломератовые породы.



Фиг. 69. Фации палеогена в Закаспии.

1 — песчаная фация палеогена; *2* — пестроцветные породы Красноводского полуострова; *3* — песчаная фация эоцена; *4* — карбонатная фация эоцена; *5* — глинистая фация эоцена и олигоцена.

Сармат занимает все пространство описываемой области вплоть до Аральского моря и Аму-дарьи. В нижнем сармате Мангышлака и Усть-Урта распространены зеленовато-серые глины с прослоями известняков и ракушечников с *Cardium protractum* и *Ervilia podolica*. Средний сармат сложен известняками с *Cardium obsoletum*, *Tapes gregaria* и пр.; верхний сармат встречается лишь по побережью Каспийского моря в виде мелководных известняков с *Mactra caspia*. На Красноводском полуострове сармат выражен белыми известняками и гипсами. В Кара-кумах развиты глины, мергеля и известняки, подвергшиеся в центральной части пустыни процессу осернения; в связи с этим там обнаружено крайне ценное месторождение серы. Мощность сармата достигает 30—50 *м*.

Меотических слоев к востоку от Каспия нет; повидимому, вместо них распространены континентальные породы. То же следует сказать и о понтических слоях, которые замещены красными глинами, песками и конгломератами от 150 до 500 *м* мощности; в этой свите мы имеем также аналогии продуктивной серии.

Акчагыл известен по всему восточному берегу Каспия и в Кара-кумах, лежит несогласно на более древних породах и представлен известняками и мергелями в 100 *м* мощности с *Cardium dombra*, *Mactra subcaspia* и пр. Апшеронские слои занимают значительно меньше места и распространены лишь к югу от Красноводского полуострова, о чем мы уже говорили в предыдущей главе.

Четвертичный покров состоит из каспийских морских отложений, имеющих очень обширное развитие в Эмбенском бассейне, в южной части которого они скрывают древнюю структуру района, на полуострове Бузачи и в виде узкой оторочки по восточному берегу Каспия. В пустыне Кара-кум большим распространением пользуются песчаные образования, в настоящее время перевеваемые; они возникли отчасти за счет разрушения более древних песчаных пород, отчасти же представляют собою обширные площади пресноводных осадков.

5. История развития

Нам совершенно неизвестна судьба Мангышлака и всей области, прилегающей к Каспию с востока, в палеозое. Если правильны мнения тех геологов, которые утверждают тектоническое единство Мангышлака и Донецкого бассейна, то мы вправе ожидать здесь геосинклинальных условий в течение верхнего палеозоя.

Верхнепермская эпоха отличается мощным накоплением красноцветных пород, существование которых доказано для Мангышлака. Отсюда можно видеть, что в конце палеозоя обширная территория сделалась сушей, но явления прогибания в районе Мангышлака происходили с весьма значительной интенсивностью; об этом говорит мощность континентальных отложений на полуострове (1500 *м*, при отсутствии сведений, как глубоко они еще продолжаются).

Трансгрессия начинается с нижнего триаса, причем особенности фауны указывают на очень близкую связь бассейна с индийским. Это обстоятельство заставляет думать, что и к югу от Мангышлака вплоть до Копет-дага и Паропамиза расстилалось триасовое море. Распространение его вполне соответствует подобному же явлению на Кавказе: очевидно, прогибание земной коры имело региональный характер и отразилось даже на соседних частях Русской платформы (гора Большое Богдо). Однако, этот бассейн был очень нестойкий: в средних частях триасовой свиты Мангышлака ископаемые не встречаются, а в верхнем вполне ясно видны следы постепенного поднятия, выражающегося в появлении слоев с растениями. Огромная мощность триасовых пород (2500 *м*) указывает, что они отлагались в геосинклинальной зоне, особенности же их строения свидетельствуют, что мы имеем здесь дело с периферической частью триасового бассейна, центральные части геосинклинали располагались, вероятно, южнее. К востоку морской бассейн делался мельче, приближаясь, очевидно, к берегу, сложенному из палеозоя.

В конце триаса имела место очень интенсивная складчатость (киммерийская фаза), это определяется резко несогласным залеганием юры на верхнем триасе. Мы уже видели, что и на Кавказе киммерийская складчатость выражена очень ясно; поэтому можно думать, что оба эти района составляли единую складчатую зону, простиравшуюся к юго-востоку через Туар-кыр и Кара-кумы к Памиру.

Юрское море существовало в районе Большого Балхана, где общая мощность юрских пород достигает, как мы видели, 2400 *м*, что вполне отчетливо говорит о том, что они отлагались в геосинклинальном прогибе; как мы уже указывали, между Мангышлаком и Большим Балханом существует принципиальная разница: на юге

геосинклинальный режим продержался до конца юры, тогда как на Мангышлаке он закончился до ее начала. В связи с этим мы видим, что на последнем имело место мощное накопление континентальных осадков в течение лейаса и почти всего доггера. В то же время на юге описываемой области, в геосинклинальной зоне Большого Балхана, шло непрерывное образование морских осадков; можно сделать предположение, что киммерийские движения сюда не распространялись, хотя некоторые подвижки морского дна в доггере и были, на что указывает вклинивание в морские осадки угленосных пород. Большие движения в пределах Большого Балхана происходили перед отложением титона, как об этом свидетельствуют конгломераты (андийская фаза).

Начиная с байоса, морская трансгрессия распространяется на север: море появляется на Мангышлаке, но существование его еще не прочно это видно из частого переслаивания морских и континентальных пород. Здесь в это время происходили значительные андийские движения, собравшие юрские отложения в огромную антиклиналь. Характер мангышлакской юры достаточно ясно показывает, что геосинклинального режима в это время уже не было, но только что образовавшаяся платформа отличалась еще очень значительной неустойчивостью; в связи с нею здесь развилась посторогенная складчатость, сопровождавшаяся на Туар-кыре излиянием порфиритов. В Эмбенском бассейне к тому времени приурочены были синорогенические движения.

В течение мела морской режим упрочивается в Закаспии: на Большом Балхане он связан непосредственно со сходными условиями в титоне, тогда как на Туар-кыре в основании мела присутствуют красные континентальные породы, весьма широко распространенные в Средней Азии и свидетельствующие о весьма крупных поднятиях в этом районе. На Мангышлаке меловой бассейн перекрывает размытые юрские складки. От Мангышлака до Большого Балхана морской режим продолжался в течение всего мелового периода, причем на юге мы должны предположить значительные прогибания, так как здесь наблюдаются весьма большие мощности меловых отложений (до 1000 *м*). На севере же эти мощности меньше, указывая тем самым на несколько более слабое прогибание. Еще далее на север — в бассейне Эмбы—мощность мела не более 500—600 *м*, причем в морскую свиту пород вклиниваются континентальные породы сеномана. Смена фаций идет в следующем направлении: к началу нижнего мела приурочиваются песчанистые фации, которые сменяются в альбе глинистыми и песчано-глинистыми, тогда как весь верхний мел представлен карбонатными фациями. При этом нужно отметить, что глинистая фация нижнего мела не простирается на Большой Балхан и Красноводский полуостров.

В конце мелового периода на Мангышлаке имели место мало интенсивные движения, еще более слабые, чем те, которые ознаменовали собою окончание юры. Мы ясно видим, что с течением времени складчатые проявления делаются все более и более слабыми; это мы не можем не поставить в связь с тем обстоятельством, что возникшая в начале платформа постепенно консолидировалась. Поднятия в палеоцене происходили и на Туар-кыре, и на Красноводском полуострове.

На Мангышлаке и, по всей вероятности, в Эмбенском бассейне трансгрессия начинается с палеоцена, так что перерыв в отложениях, соответствовавший времени поднятий, был очень незначителен. Иначе дело обстоит, повидимому, на Туар-кыре, где палеоген пока еще не обнаружен, и на Красноводском полуострове, где он, вероятно, замещен пестроцветными глинами и мергелями. Палеоценовое море было очень мелким, как об этом говорит наличие песков, а также присутствие мшанок и устриц — форм, связанных с мелководьем. В конце палеоцена мы снова видим слабые подвижки, после чего наступает эоценовая трансгрессия, приведшая сравнительно мелкое море; на Мангышлаке отлагаются песчано-глинистые породы, причем значительное развитие имеют карбонатные отложения, а именно нуммулитовые известняки и белый мел. Здесь следует обратить внимание на появление нуммулитовых известняков, свойственных южной зоогеографической провинции эоцена, а также на развитие белого мела — породы, совершенно не свойственной палеогену. Кроме того, очень важно то обстоятельство, что эти карбонатные образования отлагались вдали от гребня Кара-тау, который, очевидно, в это время был значительно приподнят и оказывал влияние на распределение фаций в окружающем море.

В верхнем эоцене мы видим развитие глинистой фации на очень широком пространстве — на Усть-Урте и по всему восточному побережью Кавказа. Нужно думать, что окружающие физико-географические условия тогда сильно изменились, что вызвало отложение глин. В олигоцене глины имеют еще более широкое распространение, — явление, свойственное альпийской складчатой зоне нашего юга. Горизонтальное залегание эоцена и олигоцена говорит о том, что к этому времени все предыдущие неровности уже были сглажены и что новейшие складчатые движения, столь интенсивно выраженные на Кавказе и в Копет-даге, на район Мангышлака и Усть-Урта совершенно не распространялись. Нужно отметить, что к концу олигоцена море на Усть-Урте мелеет и морские отложения замещаются слоями с растениями.

В неогене морской режим сохраняется вплоть до конца сармата. Между палеогеном и неогеном происходили слабые движения, с которыми связаны были эпейрогенические подъемы к северу от нашего района. Эти колебания являются отзвуком савской орогенической фазы.

Море 1-го средиземноморского яруса имело распространение на Мангышлаке и на Усть-Урте; оно, вероятно, захватывало также и область Кара-богаза. Среднемиоценовое море вначале занимало примерно то же пространство, образуя, по данным Колесникова, в районе Усть-Урта обширную лагуну с мощным накоплением гипса, к концу же (конкское время) оно распространилось несколько больше, причем гипсовая лагуна была ликвидирована. Все это указывает, что в течение миоцена в южной части рассматриваемой области существовала определенно выраженная зона некоторого погружения типа предгорной впадины, только в отличие от Предкавказской впадины того же типа она не переросла в зону геосинклинального прогибания в силу наличия на Мангышлаке и на Усть-Урте древних складчатых структур. Южнее, в Кара-кумах, в особенности вдоль северной окраины Копет-дага, опускание несомненно имело значи-

тельно более напряженный характер, как об этом нам приходилось уже говорить в соответствующем месте. Сарматское море по своему распространению не отличалось от среднемиоценового, но — если оставить в стороне особенности биономического характера — разнилось от него своими литологическими особенностями, а именно — широким развитием мелководных известняков и ракушечников.

Говоря о миоцене, следует упомянуть, что бассейны этого возраста уже не перекрывали хр. Кара-тау, который окружен континентальными продуктами размыва. На Красноводском полуострове в конце миоцена мы также видим образование континентальных пород. Совершенная горизонтальность миоцена Мангышлака и Усть-Урта говорит об отсутствии последующих орогенических движений, имевших широкое развитие вдоль Копет-дага.

История нашей области между сарматом и акчагылом очень темна: мэотические и понтические отражения на девяти десятых площади отсутствуют, что служит косвенным указанием на региональное поднятие всей области в связи с крупнейшими орогеническими движениями этого времени, представленными сближенными фазами аттической, восточно-кавказской и роданской. Только на крайнем юге — в районе Красноводского полуострова, Нефтедага и о. Челекена шло образование красноцветных пород вплоть до начала акчагыльской трансгрессии.

Плиоцен характеризуется весьма значительными тектоническими движениями, главным образом сбросового типа, имевшими очень крупное влияние на последующую историю бассейна Каспия.

Сбросовые явления плиоцена имели поперечное направление по отношению к простираниям Альпийского складчатого сооружения. К этому времени относится образование глубоководных частей Каспийского моря на месте каких-то опустившихся массивов. Точный момент всех этих движений еще не может быть определен, но, несомненно, они имели место до акчагыльской трансгрессии.

Она широко разливается по всей области, оставляя только наиболее возвышенные ее части, — горный Мангышлак, Усть-Урт, Туар-кыр, Большой Балхан и Заунгузское плато. Все остальное покрывается водами акчагыльского моря. Однако, этот эпизод был непродолжителен, следующий бассейн — апшеронский — занимал только районы, приближенные к Каспию.

В четвертичном периоде трансгрессии Каспия очень далеко к востоку от побережья его не распространялись. Нужно думать, что Аральское море, не связанное с Каспием, неоднократно в течение четвертичного периода трансгредировало на юг. Современные пески Кара-кумов представляют, повидимому, остатки различных пресноводных бассейнов, существовавших здесь в течение ледниковых эпох. Есть основание допускать, что еще совсем недавно гидрографическая система имела совершенно иной характер и что через Узбой, Келифский Узбой и Унгуз в Каспий существовал сток бассейна Аму-дарьи, Теджена, Мургаба и пр.

6. Полезные ископаемые

Геохимические процессы, обусловившие распределение полезных ископаемых в рассматриваемой области, были очень разнообразны. Так, в юре мы имеем весьма значительную концентрацию углерода

в виде сингенетических скоплений. Они характеризуются появлением каменных углей в районе Мангышлака и в районе Большого Балхана. Угли эти распространены спорадически в виде небольших залежей и особенно большого практического значения не имеют.

Меловой период отличается накоплением фосфора, концентрирующегося в виде фосфоритовых прослоев, особенно богато развитых на Мангышлаке.

Палеоген не заключает сколько-нибудь интересных ископаемых, неоген же отличается очень интенсивными геохимическими процессами, например массовым скоплением углерода в виде нефти.

Неогеновая нефть приурочена к континентальным отложениям плиоцена на восточном побережье Каспия, на Нефте-даге и на о. Челекене, где мы имеем также и твердые нефтяные продукты — озокерит.

В центре Кара-кумов существует весьма значительное месторождение серы, приуроченное к сармату.

Новейшие времена, до современной нам эпохи включительно, характеризуются массовым накоплением NaCl и KCl в соляных озерах и в соляных грязях (шорах), примыкающих к берегам Каспия.

Залив Кара-богаз представляет собою резко засоленную лагуну, в которой скапливается грандиозное количество мирабилита (глауберова соль — $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$). На этой химической базе основан среди жаркой пустыни Кара-богазский химкомбинат.

VII. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

1. Связь тектонических элементов между собою и в общем плане Альпийской системы

Альпийская складчатая зона входит в состав СССР только частью, а именно границы последнего захватывают ее северную периферию. Вполне естественно, что нам возможно рассматривать лишь соотношение краевых элементов этой обширной и исключительно важной тектонической зоны. Однако, при изложении вопроса следует коснуться и общих соотношений альпид, так как иначе тектоническая картина была бы непонятна.

Северный край Альпийской зоны в Западной Европе, как известно, выражен самими Альпами — крайне сложно построенной складчатой системой, сдвинутой к северу огромными шарриажами и надвигами. Восточное продолжение Альп, после области опускания Венского бассейна, мы находим в Карпатах, которые тектонически и фациально представляют продолжение Восточных Альп. Изгиб тектонической зоны в районе Вены зависит от наличия здесь южной оконечности Чешского (Богемского) массива. Восточнее начинается огромная дуга Карпат, которая накладывается, как мы уже видели, на герцинскую складчатую зону, имеющую в данном случае юго-восточное простирание и кое-где показывающуюся из-под мощного покрова мезозоя. О характере расположения герцинид мы должны будем говорить ниже. Карпаты смыкаются в районе Железных Ворот Дуная с Балканами, что было установлено еще Э. Зюссом. Последние работы болгарских геологов и Коссмата по-

казали альпийское строение Балкан, с широко развитыми надвигами восточно-альпийского типа в северном направлении, т. е. в сторону равнины нижнего течения Дуная, сложенной плиоценом. В ее основании скорее всего расположены герцинские складки, а, может быть, и какие-либо более древние массивы, обусловившие собою резкий изгиб Карпат в Румынии.

Относительно дальнейшего продолжения Альпийской зоны, прерываемой глубинами Черного моря, мы еще не имеем твердо установившихся мнений. Зюсс сначала считал продолжением Балкан Крым и Кавказ, но впоследствии выключил Крым из альпийской зоны, установив дополнительную киммерийскую, в которую он поместил Крым и Добруджу. В дальнейшем мы видим стремление либо относить Крым и Кавказ к северному краю Альпийской системы вроде того, как это делается Кобером, либо считать оба этих тектонических элемента лежащими вне ее. Последнего мнения придерживается, например, Штауб, усматривающий в Кавказе передовую цепь Альпийской системы. По Вильзеру, Кавказ и Крым — единое тектоническое целое, возникшее из геосинклинали, зародившейся в самом теле Русской платформы и оканчивавшейся тупиком к западу от Крыма. От собственно Альпийской геосинклинали она была отделена выступом Русской платформы, обнимавшим собою погруженную ныне Понтиду и Рионско-Куринскую глыбу. Примерно в таком же роде представляет себе положение Крыма и Кавказа Штилле. Сводку различных мнений об отношении их к другим элементам Альпийской системы мы находим у Моисеева. Ренгартен также примыкает к тем тектонистам, которые ставили Кавказ вне общего ствола альпийских складок, от которых последний, по его мнению, отделен массивами бассейнов Риона и Куры. Наконец, Архангельский и Шатский включают крымско-кавказскую область в северную периферию Альпийской зоны.

Во всяком случае в настоящее время преобладает взгляд, что Крым и Кавказ являются как бы северными форпостами альпийских складок, главная масса которых проходит южнее. Вполне возможно присоединиться к мнению Вильзера, Штауба и Штилле, что собственно Альпийская зона продолжается от восточного конца Балкан через складки мало-азиатского побережья Черного моря в Армению, в которой ее складки опрокинуты к северу. Отсюда северный край Альпийских складок идет через Талышскую горную страну на Эльбурс, где мы констатировали передвижение системы надвигов к югу. Дальнейшее продолжение зоны мы видим в Копетдаге и Паропамизе. Восточнее этот край проходит через южную часть Памира, через Гиндукуш на Гималаи.

Альпийская складчатая зона в своем европейском секторе очень широка — ее южный край намечается по Средиземному морю южнее Крита и Кипра. Восточнее — в верховьях Евфрата и Тигра — она сильно сжата под влиянием выступающего сильно к северу края Аравийской платформы. Отсюда к востоку идет постепенное расширение Альпийской зоны, так как ее южный край достигает Персидского залива и Индийского океана. Это резкое расширение складчатой зоны сменяется снова ее крайним сужением на меридиане Памира. Очень вероятно, что в центре Иранского плоскогорья существуют весьма значительные древние массивы.

Таково общее построение главного ствола Альпийской системы, приуроченного к геосинклинали Тетиса и захватывающего советские пределы только в очень небольшой степени: в связи с последним обстоятельством мы ограничиваемся сказанным, считая его достаточным для ознакомления с общими чертами расположения Альпийских складок. Теперь наше внимание должно быть обращено на отношение к этому стволу Крыма, Кавказа и других новейших складчатых сооружений нашего юга.

В данный момент не подлежит сомнению, что Кавказ отделен от главного ствола Альпийской зоны древними массивами, часть которых сильно приподнята (Дзирульский массив), часть же, наоборот, сильно опущена (бассейн Риона, Куринская равнина). Таким образом, кавказские складки приурочены к особой геосинклинали, вытягивающейся вдоль южного края Русской платформы. Закавказские массивы скорее всего представляют собою обломки древних складчатых сооружений различного возраста, сильно разрушенных и переработанных в альпийскую эпоху орогенеза, и относятся к южному обрамлению Русской платформы, но не к ее докембрийскому кристаллическому фундаменту.

Как мы уже видели, Кавказ — сложное складчатое сооружение, возникшее из геосинклинали, развившейся на палеозойском складчатом фундаменте, но по своим формам более простое, чем те тектонические образования, которые были созданы в зоне Тетиса.

Крымские горы весьма значительно отличаются от Кавказа по своим тектоническим особенностям. Мы видели, что в Крыму геосинклинальный режим закончился в середине юры; складчатость имеет резко выраженный пост-орогенный, германотипный характер. Альпийские движения, бывшие на Кавказе исключительно мощными, в Крымских горах отразились главным образом обширными сводообразными поднятиями и значительными сбросами. Мы отмечали также, что в мелу и палеогене область восточного Крыма представляет зону, переходную к кавказским геосинклинальным условиям. Все это заставляет думать, что геосинклинальная зона кавказского типа проходит южнее современного Крыма, на который она распространялась только в триасе (таврическая формация). В более же позднем мезозое она, очевидно, сильно сузилась. Современные гравиметрические наблюдения показали, что зона положительных аномалий силы тяжести, свойственная Кавказу, проходит вдоль южного берега Крыма, подтверждая тем самым общность структуры данного участка земной коры.

Мы уже установили, что структура Крыма имеет очень много общего со строением Добруджи, с тем только различием, что палеозойский фундамент, который нельзя наблюдать в Крыму непосредственно, может быть подвергнут изучению в Добрудже. Кроме того, мезозой Добруджи уже не дает нам права говорить о геосинклинальном режиме, за исключением, может быть, триаса. Складчатость мезозоя в Добрудже много слабее той, которая отмечается для Крыма и в особенности для Кавказа.

Наличие Черного моря не позволяет более или менее точно установить связь всех этих трех элементов между собою. С некоторой долей вероятия можно предположить, что Кавказская геосинклиналь сильно суживается в районе Крыма и вовсе исчезает в Доб-

рудже. Таким образом, точка зрения Вильзера о геосинклинальном тупике в области Черного моря в некоторой доле оправдывается, но только с той разницей, что мы вводим в эту тектоническую зону и Добруджу, что Вильзер решительно отрицает. Мы представляем себе, что эта геосинклинальная зона развилась на древнем герцинском складчатом фундаменте, а не на докембрийском основании Русской платформы, как устанавливается Вильзером.

Необходимо сказать несколько слов об этом палеозойском фундаменте. Мы его отчетливо видим в Келецко-Сандомирском кряже и в Судетах в виде герцинских складок юго-восточного простирания. Далее мы отмечаем существование их под альпийской зоной Карпат. Выйдя из-под них, герцинский фундамент хорошо выявляется в Добрудже. Наличие герцинской складчатой страны в районе Крыма обозначается присутствием в таврической формации экзотических глыб палеозоя, изверженных пород и обломков гранитов и кристаллических сланцев, коренные выходы которых в Крыму отсутствуют. Вследствие этого мы делаем предположение, более или менее вероятное, что под Крымом и под глубинами Черного моря находится герцинское складчатое сооружение, ныне сильно опущенное и перекрытое всей массой мезозоя и кайнозоя.

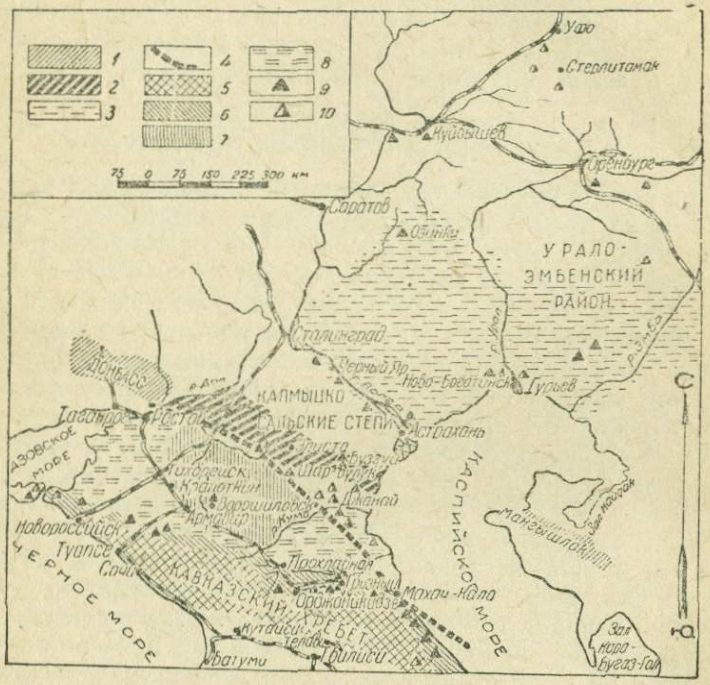
Можно думать, что герцинские складки, имеющие между Краковым и устьем Дуная юго-восточное простирание, меняют его в области Черного моря на широтное. Далее к востоку они появляются на Кавказе и, может быть, погребены под новейшими отложениями Рионско-Куринской глыбы.

Рассматривая тектоническую зону Добруджа — Крым — Кавказ, можно убедиться, что альпийские движения приурочены к зоне прогиба второй половины мезозоя. Периферические части сооружения сложены в складки значительно ранее. Так, в Добрудже отчетливо выражена киммерийская фаза, в Крыму — андийская; на северном склоне Кавказа киммерийские движения носили очень резкий характер, андийские же были широко распространены по всему Кавказу и захватили также часть Закавказья. Укажем, что мезозойские движения имели место также и в Келецко-Сандомирском кряже. Возможно, что киммерийско-андийские складки развиты и к северу от Крыма и Кавказа под новейшими отложениями Причерноморской впадины.

Нам еще неясно, в каком виде представляется восточное окончание Кавказа. Неизвестно также, имеем ли мы дело с замыканием складчатой зоны в районе Баку или же она переходит Каспийское море и появляется снова в Большом Балхане, где юрские фации вполне повторяют кавказские, но складкообразования не было позднее начала мела. Это последнее обстоятельство заставляет осторожно подходить к Большому Балхану. Считать его продолжением центральной зоны Кавказа трудно; удобнее его сопоставлять с северным склоном последнего.

Можно предполагать, что параллельно Кавказу тянутся киммерийские складки, часть которых в настоящее время погружена и покрыта либо водами Каспийского моря, либо новейшими отложениями бассейнов Терека, Кумы и Волги. Из этой серии складок сохранились лишь Мангышлак и Туар-кыр. Оба эти элемента принадлежат к одной и той же тектонической зоне, но вряд ли представляют собою

единое целое; можно думать, что они расположены кулисообразно. Вероятно, более западные части их являются погруженными. К северо-западу киммерийские складки прощупываются геофизиками в районе Ергеней и подходят на какое-то расстояние к донецким, которые они частью перекрывают. В последнее время нефтяными работами в Кумо-Манычской области нащупана крайне важная



Фиг. 70. Обзорная карта нефтяных и газовых месторождений Южного Урала, Прикаспия и Северного Кавказа 1934 г. (составлена Н. Успенской).

1 — горные системы Донбасса и Мангышлака; *2* — погребенный кряж по линии Донбасс—Мангышлак; *3* — соляно-купольная зона; *4* — манычский и кумо-сула..ский разлом; *5* — зона центрального Кавказа; *6* — зона третичных предгорий; *7* — Ставропольское плато; *8* — зона северо-кавказской депрессии; *9* — выходы нефти; *10* — выходы газа.

линия разлома, начинающаяся от южной окраины Донецкого бассейна и тянущаяся вдоль Маныча на низовья Кумы и Терека к Махач-Кала. Дальнейшее направление. как будто бы, идет к северной окраине Копет-дага. Разлом имеет характер сброса, причем опущенным является южное крыло (фиг. 70).

Мы уже говорили, что киммерийская складчатость, повидимому, заполняет собою область Кара-кумов и тянется к Памиру. При таком положении дела оказывается, что северная периферийная часть Альпийско-Гималайской геосинклинали, примыкающая к Русской платформе и к палеозойским складкам Урало-Тянь-шаньского сооружения, состоит из складок юрского возраста. Мы в дальнейшем увидим, что существование по краевым частям геосинклиналей наиболее древних образований является очень характерным, как это

принимают в настоящее время Арган, Кобер и другие западноевропейские тектонисты.

К северу от киммерийских складок мы имеем герцинские брахиантиклинали Эмбенского бассейна, испытавшие в мезозое и кайнозое повторные движения и крупные разломы.

Обрисовав в кратких чертах взаимную связь отдельных тектонических элементов Альпийской зоны, поскольку это позволяют фактические данные и степень разработки материала в этой книге, переходим к рассмотрению указанной зоны в исторической перспективе, не оставляя в стороне и связи ее с одновременными событиями на Русской платформе, нам уже хорошо знакомой.

2. Каледонская и герцинская складчатость

Мы не станем касаться докембрийских времен, так как фактических данных для разработки их истории в Альпийской зоне слишком еще мало. Следует лишь указать, что на Кавказе мы вправе предположить не менее двух эпох орогенеза, каждая из которых сопровождалась образованием своих изверженных пород. Кроме того, наличие докембрия в Дзирульском массиве, повидимому, показывает, что распространение докембрийских пород было значительно шире современного и что весьма значительная часть Альпийско-Гималайской геосинклинали возникла за счет погружения и раздробления докембрийского кристаллического фундамента.

Немногим яснее для нас история рассматриваемой области и в нижнем палеозое, так как отложения кембрия известны нам лишь в пределах северного склона Кавказа и Дзирульского массива, где они имеют уже геосинклинальный характер. Наличие кембрия в Келецко-Сандомирском кряже заставляет предполагать морские образования кембрия и в районе Добруджи. Существование древнепалеозойской геосинклинали по южной окраине Русской платформы весьма вероятно. С другой стороны, широкое развитие кембрия между Уралом и Памиром намекает на то, что урало-тянь-шаньское кембрийское море вряд ли было изолировано от кавказского и что, следовательно, наличие на большой глубине кембрийских пород к востоку от Каспия вполне допустимо и закономерно. Естественно, что оконтурить их и представить себе географию кембрия в этой области мы совершенно не в состоянии.

Еще менее можно сказать об ордовиции; нужно думать, что все сказанное о кембрии целиком может быть применимо и в данном случае.

Наличие каледонских складок в Альпийской зоне в настоящее время твердо установлено. О весьма крупных каледонских движениях (без уточнения их фаз) нам известно на основании следующих фактов.

В Келецко-Сандомирском кряже мы имеем о четливо выраженное несогласие между готландом и ордовицием и между готландом и нижним девоном Относительно Добруджи вопрос о каледонской складчатости неясен, хотя сильно метаморфизованный силур, как будто бы, существует. Для Кавказа у нас имеются уже гораздо более определенные данные: сильный метаморфизм нижнего палеозоя северного склона и его интрудирование гранитами, а также отсутствие сколько-

нибудь ясно выраженного девона и несогласное залегание карбона на силуре позволяют с достаточной долей вероятности утверждать существование каледонских складок в этом районе Кавказа. Более того: по мнению Архангельского, фундамент Ставропольского плато имеет каледонский возраст так же, как и ряд гранитных массивов центральной части Главного Кавказского хребта. В Закавказье о каледонской складчатости говорят метаморфизованный и дислоцированный кембрий Дзирульского массива, а также древние массивы бассейна Аракса. На крайнем юге в указанном бассейне девон лежит несогласно на метаморфических породах, которые могут быть отнесены к силуру. Следовательно, здесь также намечается каледонское складкообразование. Установить направление простирания каледонских складок не представляется пока возможным. Преобладают, повидимому, простирания, близкие к широтным, но имеются указания и на меридиональные. Можно предполагать каледонские складки и в Эльбурсе, так как там в основании девона развиты красные континентальные песчаники, вероятно, происшедшие за счет разрушения каледонских гор. Восточнее о каледонских складках мы не имеем никакого представления, хотя Соседко и упоминает о каком-то сильно метаморфизованном палеозое северо-восточного Ирана. По всей вероятности, каледонские складки из Эльбурса через Хоросан и Паропамиз направляются в сторону Памира.

Из этого можно сделать вывод, что каледонские движения были очень широко распространены в описываемой области, но их большая древность и перекрывание их мощными толщами сильно дислоцированного мезозоя и кайнозоя с одновременным опусканием крупных участков земной коры не дают возможности сколько-нибудь отчетливо установить их размах и распространение.

Именно в связь с каледонскими поднятиями следует поставить слабое распространение девона. Он выражен ясно в Келецко-Сандомирском кряже, в Добрудже, на Араксе и в Эльбурсе. Повидимому, вслед за каледонским орогенезом последовало погружение образованных им возвышенностей в недра вновь нарождавшегося геосинклинального прогиба. Северную границу развития его установить очень трудно; как первое приближение можно наметить ее по линии: устье Дуная — Малый Кавказ — Баку — верховья Кубани. Фации его были главным образом известняковые с фауной, обычно широко распространенной в областях девонского открытого моря.

Об истории Альпийской зоны в советских пределах в верхнем палеозое мы знаем очень немного вследствие весьма малого количества выходов карбона и перми. Действительно, верхний палеозой Добруджи сложен континентальными грубообломочными породами; появление их свидетельствует, с одной стороны, о существовании крупных возвышенностей, в результате размыва которых и создались эти конгломераты, с другой же — о значительном отступании моря в южном направлении. Мы, таким образом, находимся перед фактом верхнепалеозойского орогенеза — иначе говоря, герцинской складчатости. В связи с последней Русская платформа была наращена к югу складчатой зоной. Несомненно то же имело место и в Крыму и, вероятно, к югу от него. На северном склоне Кавказа мы видим в составе карбона конгломераты, магматические породы, угли с вестфальской флорой. Подобные отложения говорят о накоплении их

после складкообразования, после создания резкого рельефа на этом участке земной поверхности. Здесь, очевидно, имела место судетская фаза орогенеза. Красноцветные песчаники и конгломераты, заканчивающие сегеро-кавказский карбон и лежащие к тому же несогласно на среднем карбоне с вестфальской флорой, образовались после повторных астурийских движений. Итак, две фазы герцинской складчатости на Кавказе являются в общем доказанными.

Южнее мы находим указания на динантское море, всякие же следы более поздних событий теряются.

Иначе дело обстояло на юге, где в течение всего карбона шел процесс прогибания геосинклинали, в связи с чем здесь сохранился морской бассейн, унаследованный этой областью от девона. Характер этого моря был открытый, причем вначале преобладали фации мелководно-обломочные, а затем стали отлагаться известняки.

Подобную же картину мы видим и в Эльбурсе: карбон сложен известняками. Ясно, что герцинский орогенез создал горный рельеф в полосе Добруджа—Крым—Северный Кавказ, тогда как южнее в течение всего карбона существовал морской бассейн. Он был отделен от моря, занимавшего Донецкий бассейн и Нижнее Поволжье, обширной полосой гористой суши — прообразом современного Кавказа. В связи с этим береговая линия от нижнего течения Дуная направлялась на Куру и где-то заворачивала к западу — как думает Архангельский, в районе Кара-богаза. Область, расположенная к востоку от Каспийского моря, и манычская полоса были заняты морем. Последнее мы устанавливаем только предположительно, так как карбон опущен здесь очень глубоко; косвенным доказательством такой гипотезы является широкое развитие соляной тектоники в низовьях Волги, обнаруженное в последнее время геофизическими работами; соль же могла образоваться здесь только в качестве результата умирания и засолонения обширного морского бассейна.

В перми в Добрудже попрежнему отлагались континентальные породы такие же, как в карбоне. В Крыму картина была иная: на основании знакомства с экзотическими глыбами окрестностей Симферополя и Бахчисарая мы можем себе представить, что здесь был морской бассейн, населенный богатой фауной — это была северная окраина верхнепалеозойского Тетиса, вероятно, трансгредировавшего на созданные в карбоне горные хребты. В то же время на Кавказе произошло опускание созданной ранее суши, которая частично была затоплена морем; в нем шло осаждение карбонатов.

На юге, т. е. в бассейне Аракса, мы видим непрерывное существование морского бассейна в течение всей перми, тогда как на северном склоне Кавказа в середине перми произошло поднятие — отзвук, повидимому, весьма крупных событий, следы которых на Русской платформе очень явственно выражены. К этому времени относится уход из Донецкого бассейна нижнепермского моря и замещение его соляными лагунами, в которых шло отложение каменной соли, ангидрита и гипса. Вместе с тем развивается грандиозное солеобразование на громадном пространстве от Маныча до Общего Сырта и Мугоджар. Ясно, что вся юго-восточная часть платформы испытала региональное поднятие, вызвавшее распад нижнепермского моря на отдельные лагуны и соляные озера. Процесс поднятия, очевидно, стоящий в связи с орогенезом на Урале, слабее отразился на Кавказе

и почти совершенно был незаметен в северной части Тетиса. Только в Эльбурсе мы видим накопление каких-то континентальных пород, свидетельствующих о значительном подъеме в перми. Был ли южный пермский бассейн соединен с северным — неясно: вся область между ними не дает никакого фактического материала. Наличие на северном Кавказе фауны южной зоогеографической провинции указывает на связь северо-кавказского бассейна с южными морями; пути ее для нас еще неясны. Совершенно неизвестны нам также условия, которые имели место в нижнепермскую эпоху в районе Мангышлака. Существование здесь морского бассейна, судя по всему комплексу фактов — вероятно.

Верхняя пермь была эпохой значительных поднятий. В юго-восточную часть Русской платформы временно проникает казанское море. Как мы уже говорили, оно, повидимому, не имело сообщения с Тетисом и заканчивалось слепо. После его ухода стали накопляться очень мощные толщи красноцветных пород — мы это очень хорошо видим у о. Баскунчак, а также и на Мангышлаке. На Кавказе эта эпоха обозначается несогласным залеганием триаса на пермских известняках. И только на Араксе у нас имеются данные о морском верхнепермском бассейне с фауной нормальной солености. Таким образом, конец палеозоя обозначается региональным поднятием, накоплением континентальных пород и отходом моря далеко к югу. Указанный процесс идет параллельно с общим поднятием Русской платформы, которое в свою очередь стимулируется крупным движением на Урале.

3. Фации мезозоя и его тектонические движения

Переходим к триасу, в котором происходят события, не лишенные интереса. С триаса начинается постепенное погружение полосы спая герцинской складчатой зоны и Русской платформы. Мы видим появление триасового моря в Келецко-Сандомирском ряже. В Добрудже триас представлен очень полно; в начале его развиты мелководные фации; в средине его они приобретают альпийский характер, что соответствует наибольшему погружению, имеющему черты геосинклинального; в верхнем же триасе мы снова видим мелководье, приводящее к киммерийской складчатости. Геосинклинальный режим как бы только касается Добруджи. Здесь повторяется явление, которое отмечалось выше для палеозоя, а именно весьма слабая тенденция Добруджи к опусканию; этот своеобразный клин, припаявшийся к Русской платформе, отличается весьма слабой подвижностью — типичная глыба II порядка.

Дальше на восток мы встречаем триас в Крыму, где он в виде таврической формации имеет уже чисто геосинклинальный характер и отличается исключительно резкой дислоцированностью, выражающейся в типичных изоклинальных складках пластичных зон земной коры, связанных с весьма интенсивной магматической деятельностью. Контуры этой геосинклинали не поддаются определению: на юге они скрыты от нас водами Черного моря, а на севере — мощной массой более новых отложений. Можно думать, однако, что Симферополь не был северным пределом этого мощного прогибания — скорее всего оно захватило и весь степной Крым. Мы встре-

чаем следы триасовой геосинклинали также и на Кавказе, но здесь в отличие от Крыма мощность пород меньше и непрерывность их образования нарушается лабинской фазой складчатости. К сожалению, нам совершенно неизвестно, имеется ли триас под юрой южного склона, и потому и здесь контуры геосинклинали не поддаются учету. Можно думать, что она захватывала Предкавказье и подходила к Донецкому бассейну. На Мангышлаке наличие триасовой геосинклинали обнаруживается очень отчетливо. Появление морского нижнего триаса в районе горы Большое Богдо указывает нам на небольшую трансгрессию в области платформы, в ее наиболее неустойчивом углу. Фации триасовой геосинклинали — преимущественно глинистые, причем на Мангышлаке к концу триаса намечается не только обмеление моря, но и частичный переход в континентальную фацию; это мы увязываем с теми движениями поднятия, которые подготавливали киммерийскую складчатость. Триасовая геосинклинальная зона протягивалась, повидимому, на восток до Памира.

Образование этого прогиба было первым этапом возрождения геосинклинального режима в Альпийской системе после герцинского орогенеза. Оно совершилось в наиболее неустойчивой зоне, именно там, где древний фундамент платформы соприкасается с герцинским поясом. Вероятно, к югу от указанной зоны имело место значительное поднятие, которое и послужило источником появления мощного глинистого материала в пределах образовавшегося геосинклинального опускания. Об этом говорит также и огромная доюрская денудация в районе южного склона Кавказа и в прилегающих частях Закавказья. Поднятие, вероятно, достигло максимума в эпоху киммерийской складчатости, создавшей хребет от Вислы до Памира. Последний был очень неустойчивым физико-географическим элементом земной поверхности и был быстро сглажен денудацией и опущен на дно широко разлившегося юрского моря.

Иначе дело обстояло на юге: на Араксе мы обнаруживаем присутствие морского нижнего триаса, связанного постепенным переходом с верхней пермью (разрез у г. Джульфы). Палеозой совместно с нижним триасом дислоцирован и несогласно покрыт угленосным верхним триасом, что свидетельствует о значительном среднетриасовом орогенезе (тянь-шаньская фаза), следы которого ясно намечаются также и на Северном Кавказе.

В Эльбурсе мы также видим следы крупных поднятий, так как там триас представлен континентальными породами. Таким образом, во внутренних участках геосинклинали имели место последние движения герцинского орогенеза.

Начиная с юры, картина развития Альпийской складчатой зоны сильно меняется: в районах киммерийских поднятий происходят мощные опускания геосинклинального типа. Эти прогибы далеко на запад не распространяются, во всяком случае они не захватывают Добруджи, где юрская трансгрессия начинается с мальма. Мы видим здесь фации плотных, а также губковых и коралловых известняков, имеющих характер уже чисто платформенных образований с фауной западно-европейского типа — это была северная периферия Тетиса, фауна которого проникала сюда редко, северного же влияния в Добрудже не чувствовалось вовсе.

Южная береговая зона Крыма представляла собою в юре также краевую часть геосинклинали — мы здесь имеем мощные накопления лейаса в составе таврической формации (киммерийская складчатость в Крыму запоздала до середины доггера) и значительные толщи доггера и мальма. При этом сначала преобладали глинистые и глинисто-песчаные фации, а затем стали отлагаться исключительно известняки, главным образом массивные и коралловые. Таким образом, в лейасе здесь продолжал существовать морской бассейн геосинклинального типа, а затем в связи с киммерийской складчатостью возникло большое разнообразие фаций — глинистая фация сменилась песчаной и конгломератовой, кое-где в прибрежных заводях отлагались угли. Вполне ясно, что доггер представлял собой неспокойную эпоху для Крыма, это и обозначилось появлением то тут, то там изверженных пород. После разрушения киммерийских складок стало происходить прогибание всей южной полосы Крыма, вызвавшее мощное накопление известняков, которые постепенно выклиниваются к северу.

На Кавказе мы вполне ясно видим, что киммерийские поднятия сменились весьма значительным опусканием, создавшим от Туапсе до Кубы, от Черного моря до Каспийского резко выраженный геосинклинальный прогиб. Он захватил на севере докембрийский массив центрального Кавказа, причем особенно значительному погружению подверглась область Ингушетии, а на юге оказались сильно опущенными Рионская глыба и Дзирульский массив (табл. XVI). Центральные части геосинклинали в лейасе и доггере характеризовались отложениями, близко напоминающими флиш, причем можно видеть следы весьма разнообразных движений, выражающиеся появлением то глинистой, то песчаной фаций; некоторые районы поднимались из-под уровня моря, образуя плоские острова, поросшие папоротниками и другой растительностью, что доказывается скоплениями каменного угля (Ткварчели, Ткибули); местами, как, например, в районе Дзирульского массива, отлагались известковые породы. Эта же центральная часть геосинклинали отличалась усиленным вулканизмом, благодаря чему мы имеем широкое распространение порфиритовых покровов, выходов диабазов, а также осадочной вулканогенной фации. На северный склон вулканическая фация не распространяется. Лейас и доггер связаны в одно целое постепенными переходами среди общей свиты глинистых сланцев, зато в основании мальма мы видим следы значительных колебаний морского дна, выражающиеся то в появлении свиты песчаников или песчанистых мергелей в келловее, то в виде конгломератов, иногда же в несогласном залегании. При поперечном разрезе через геосинклинальную зону Кавказа мы видим отличие южной полосы от северной, хотя и испытывавшей погружение довольно крупного порядка, но бывшей все же более устойчивой, чем южная; к северу от Главного хребта намечается при этом значительная масса суши, соответствовавшая, вероятно, Ставропольской глыбе. Южная зона характеризовалась накоплением флишеобразных пород и усиленным излиянием основных лав, а следовательно, и развитием вулканических фаций. При рассмотрении расположения фаций вдоль геосинклинали встречается постепенное появление мелководных фаций в центральной части Кавказа, о чем мы имели уже случай

говорить в соответствующем месте. Вполне очевидно, что центральный кристаллический массив Кавказа, Ставропольская глыба и Дзирульский массив (в Закавказье) представляли собой зону поперечных вертикальных колебаний; это и определило собой сильное обмеление моря, а может быть, и возникновение островов в этом районе. Неясно происхождение мощных толщ глинистых сланцев; нужно думать, что материал, необходимый для их образования, приносился не с Русской платформы, как это полагает Ренгартен, а с близлежащих возвышенностей, находившихся к северу, частью же к югу от геосинклинали. Иную картину мы видим в мальме: совершенно исчезают глинистые фации, сменяясь зоогенными; отлагаются известняки, которые в зоне наибольшего прогибания приобретают флишевый характер. Смена обломочного материала зоогенным приурочена к границам келловея и оксфорда; примерно то же мы имеем в Крыму.

В последнее время Варданянц на основании анализа верхнеюрских разрезов устанавливает, что в мальме имело место крупное опускание, протягивавшееся диагонально из Горной Осетии в бассейн Куры, так что общая ось Кавказского прогиба не совпадала с современным хребтом. По Варданянцу, область Западного Кавказа имеет аналог в Абхазии и в окрестностях озера Севан; в указанной области, так же как и в Дагестане, Варданянц отмечает маломощные отложения мальма, в которых можно видеть резкие смены фаций и следы орогенических фаз в келловее, оксфорде и кимеридже. При этом Варданянц считает, что фазы перед келловеем и перед кимериджем были много значительнее предтитонских движений. В настоящее время, когда еще не все работы Варданянца опубликованы, очень затруднительно высказывать, насколько более эти построения отвечают действительному положению вещей по сравнению с общепринятыми взглядами, к тому же новые данные Белоусова этому противоречат.

Чрезвычайно интересен вопрос о причине столь резкого изменения хода осадочного процесса, так как развитие известняков в мальме мы имеем не только на Кавказе, но и в Крыму, В Добрудже, в Донецком бассейне. Это явление широко распространено в Западной Европе, заставляя думать, что смена обломочных фаций зоогенными как явление региональное зависит от каких-то изменений во всей физико-географической обстановке этой эпохи.

Другой вопрос — это о северной границе фаций известняков в мальме. Как мы уже видели, подобная фация была развита в Донецком бассейне — единственное место на Русской платформе, где существуют юрские известняки. Немного севернее, на южной оконечности Доно-Медведицкого вала, юра исключительно глинистая. Следовательно, смена известняков областью развития глинистых осадков происходит где-то в районе Маныча или к югу от него в районе предполагаемой Белоусовым суши. Юра залегает здесь настолько глубоко, что этот вопрос не может быть пока разрешен.

Конец юры отличался как на Кавказе, так и в Крыму весьма значительными движениями — андийскими, которые обусловливают несогласное залегание титона на более древних породах и появление мощных конгломератов в его основании. Особенно резко это выражено на востоке Кавказа. Андийское складкообразование вызвало

местами накопление красноцветных пород и гипсов, что говорит о распаде моря на заливы и засолоненные лагуны. Титонское море вряд ли распространялось далеко на север, но переходило в Нижнем Поволжье в бассейн, населенный волжской фауной, отдельные представители которой проникают и на Кавказ. В связи с новейшими данными о ставропольской суше, следует думать, что сообщение кавказского и поволжского морей происходило где-либо на западе или востоке Предкавказья.

К югу от Главного Кавказского хребта погружение шло замедленным темпом, так что лейас в этом районе отсутствует и юрская серия начинается с середины доггера. Это объясняется, повидимому, значительно большей жесткостью фундамента Рионской глыбы, а также и тем, что еще южнее конец триаса и начало юры отмечались весьма значительными поднятиями. Прогибание всей Рионско-Куринской глыбы сопровождалось исключительно интенсивной подводной вулканической деятельностью, нисколько не уступающей по своей напряженности вулканизму осевой зоны геосинклинали; то же нужно сказать и о мощности осадков. Все это заставляет думать, что в среднеюрскую эпоху геосинклинальный режим захватил также и южные более устойчивые тектонические области, так что в это время геосинклиналь Кавказа слилась с геосинклинальными областями Тетиса в одно огромное поле опускания. Вполне естественно, этот процесс происходил далеко неравномерно, сопровождаясь разломами и интенсивными эффузиями. В конце мальма прогибание сменилось андийским складкообразованием, отчетливо видным в западной Грузии, где титон лежит несогласно на сильно дислоцированном доггере. Эти движения далеко на юг не распространялись. Можно думать, что в зоне геосинклинали образовались гористые острова с засоленными лагунами на своих берегах, очень быстро опустившиеся снова под уровень моря. Еще далее на юг, в хр. Эльбурсе, мы снова находим лейас — очевидно, здесь край киммерийских поднятий — фация лейаса здесь мелководная, она сменяется затем зоогенным осадкообразованием. Андийский орогенез выражен в очень сильной степени, так как нижний мел сложен обломочными континентальными породами — фация, крайне широко развитая отсюда к востоку в Хорасане, на Памире, Тянь-шане и т. д. При этом разрушению подвергались девонские породы, что говорит об очень крупных вертикальных движениях и сильнейшей денудации создавшихся возвышенностей.

В северо-восточном Иране, в Хорасане, в основании юры мы снова видим сланцевые фации, в мальме — известняки — знакомая нам по Кавказу картина. Вероятно, эти породы отлагались в том же геосинклинальном прогибе. То же нужно сказать и о Большом Балхане, где фации лейаса и доггера весьма близко напоминают кавказские. В мальме опять получают распространение известняки, причем тут, как и на Кавказе, заметны следы андийских движений. Из всего этого мы можем сделать вывод, что Кавказская геосинклиналь продолжалась далеко на юго-восток, отличаясь весьма однородным осадкообразованием. Крайне важно также и то обстоятельство, что андийский орогенез всюду очень отчетливо выражен — на Кавказе, на Эльбурсе, Большом Балхане, Копет-даге; он создал, очевидно, архипелаг островов на западе и обширные массы суши на

юго-востоке. Об этом последнем обстоятельстве мы заключаем по крайне широкому распространению красноцветных нижнемеловых песчаников. К северу от Большого Балхана отчетливо обозначаются берег лейасового моря и процесс постепенного расширения среднеюрского морского бассейна и наступания его в северном направлении. Всюду в основании юры, начиная от Туар-кыра на юге и кончая Общим Сыртом на севере, мы встречаемся с мощными континентальными отложениями — то пестро окрашенными, то состоящими из кварцевых песков и песчано-глинистых пород, с явлениями углеобразования. Мы уже говорили в своем месте, что накопление этих континентальных пород тесно связано с киммерийскими движениями, создавшими возвышенности как в Мугоджарах, так и по периферии Кавказской геосинклинали.

В меловом периоде намечается различие истории Добруджи и Крыма, идущее в том же направлении, как и в более ранние этапы развития обоих областей (табл. XVII). В самом деле, нижнемеловое море, для которого крайне типична была рифовая ургонская фация, захватило только южную часть Добруджи, и лишь в верхнем мелу трансгрессия широко распространяется на север, заходя, как известно, в бассейн Днепра и на Азовско-Подольскую глыбу. Подобные условия развития мела говорили нам о слабой способности палеозойского фундамента к погружению — явление, которое мы отмечаем также и для юры.

Иначе дело обстоит в Крыму: прежде всего нижний мел Крыма богат аммонитами среднеевропейского типа и не имеет никаких следов ургонских рифов; это следует объяснять большим удалением Крыма от теплых вод Тетиса и некоторым охлаждением, которое вызывалось появлением течений с севера, из области Поволжья. Очень любопытно, что в то время как в юре погружалась южная часть Крыма, в мелу мы видим обратное: опускается полоса Второй гряды от Севастополя до Старого Крыма, тогда как зона Яйлы испытывает усиленное поднятие в результате андийских движений. Фации нижнего мела — главным образом песчано-глинистые, редко мергелистые. В верхнем мелу Добруджи мы видим фацию белого мела, протягивающуюся далеко к северу в бассейны Вислы, Днестра и Днепра. В Крыму мела нет, но развиты породы, отличающиеся очень сильной карбонатностью. В нижнемеловой эпохе береговая полоса на севере проходила через устье Дуная к Азовскому морю, а в верхнемеловую она далеко отступала к северу, оконтуривая в общих чертах Азовско-Подольскую глыбу. Область Яйлы представляла уже в это время поднятие в виде удлиненного острова.

В восточном направлении нижний мел Крыма переходит в глинистую фацию при одновременном увеличении мощности; здесь мы видим переход нижнемеловых отложений в геосинклинальные фации. Вспомним, что в западной части северного склона Кавказа нижний мел представлен флишем. То же имеет место и по всему южному склону Кавказа. Аналогичную картину представляет и верхний мел, который также вдоль этого склона выражен флишем.

На Кавказе мы уже отмечали изменение нижнемеловых отложений вдоль его северного склона, заключающееся в том, что на западе они выражены флишем, в центральной части — известняково-песчаниковой фацией, а на востоке — снова глинистой фацией и флишем.

Для верхнего мела мы также имеем на западе флиш, в центральной части — известняки, а в восточной в основании верхнего мела — громадные конгломераты, свидетельствующие о весьма крупных движениях, приуроченных к австрийской фазе, выше же— тоже флиш. Следовательно, в мелу так же, как и в юре, центральная часть Кавказа представляла собой область вертикальных поднятий, что отмечается появлением мелководных фаций, тогда как на западе и востоке происходило длительное прогибание, соединенное с весьма неустойчивым положением земной коры и образованием флиша. Явления погружения обнаруживаются далеко на севере: так, уже на параллели Сталинграда мощность сенона увеличивается вдвое по сравнению с тем, что имеет место всюду выше вдоль Волги. Так как в этом районе сенон представлен в глинисто-опоковой фации, следует думать, что где-то между Сталинградом и Главным Кавказским хребтом илистая фация сменяется карбонатной. В этом отношении очень интересно, что глубокая астраханская скважина встретила в сеноне переход от фации белого мела к флишу; то же известно нам и на Маныче.

В центральной зоне Кавказской геосинклинали в мелу было развито флишевое отложение, к которому в ее восточной части присоединяется фация орбитоидная. Вдоль всей геосинклинали, не исключая Крыма, распространены породы датского яруса, отсутствующие почти на всем пространстве Русской платформы. Иначе говоря, прогибание здесь продолжалось в то время, когда на Русской платформе происходило поднятие. Следует также отметить, что в разных местах Кавказа наблюдается несогласное залегание сантона на более древних отложениях (субгерцинская фаза). Эти движения, сравнительно неярко выраженные в геосинклинали, упоминаются здесь только потому, что на платформе, как в Донецкой впадине, так и в Восточно-Русской, они намечаются в достаточной степени отчетливо. Особенно это касается Эмбенского бассейна, где к этому времени относятся все значительные поднятия в брахиантиклинальных структурах.

После андийского орогенеза Рионская глыба испытала весьма значительную консолидацию, выразившуюся в том, что флишевая фация на бассейн Риона не распространяется; наоборот, здесь в усиленной степени развиты рифовые фации гиппуритов, а в верхнем мелу преобладают известняки. Верхний мел Закавказья отличается также весьма значительными эффузиями, частью относящимися к кислым. Мощность меловых отложений на Рионской глыбе сравнительно очень невелика; это указывает на то, что крупных прогибаний морского дна здесь не было. В бассейне же Куры меловые породы, вероятно, имеют очень мощный характер и, по мнению Губкина, эта область является зоной очень интенсивного погружения земной коры.

В районе Копет-дага фации нижнего мела сходны с центральнокавказскими—преобладают: внизу известняки, вверху глины и песчаники, в верхнем мелу распространены глинисто-мергелистые фации. В более южной тектонической зоне — в Эльбурсе — мы видим совершенно иное развитие нижнего мела — красные песчаники и конгломераты; в подобной же фации он представлен в горах Хорасана, к югу от Копет-дага: это полоса крайне напряженного андий-

ского орогенеза, тогда как зона Кавказ — Копет-даг — область интенсивного погружения.

Нам остается теперь бросить взгляд на распределение фаций к северу от геосинклинали. На Туар-кыре в нижнем мелу снова появляются красные песчаники и гипсы; выше идут песчаники и глины очень небольшой мощности, и только в сеноне мы встречаемся с мергелями и мелом. К северу выклиниваются красные песчаники, и на Мангышлаке нижний мел состоит из фаций: песчаников и фосфоритов внизу и глин вверху; верхний мел за исключением сеномана, сложенного как всегда песчаниками, представлен мергелями, мелом и известняками. Характер фациальной структуры меловых пород этого района и их небольшая мощность указывают на платформенные условия отложения. Вся площадь от Кара-богаза до Общего Сырта отличается присутствием датских известняков — очевидно, регрессия русского верхнемелового моря шла в юго-восточном направлении, т. е. в сторону наиболее подвижной части платформы.

Береговая линия меловых морей проходила значительно севернее Альпийской зоны и только в районе Причерноморской впадины совпадала более или менее с краем Азовско-Подольского массива и донецких складок. На меридиане центральной части Кавказа в нижнемеловую эпоху шел широкий пролив вдоль восточной части Русской платформы, а в верхнемеловую береговая линия на севере была отодвинута до Москвы и Уфы. Временами осушалась то та, то другая часть морского бассейна; например, в Эмбенском бассейне отмечается появление суши в туроне, а севернее — в сеномане; на Кавказе мы также видим возникновение скалистых островов в туроне и сеномане. На крайнем юге в течение всей нижнемеловой эпохи поднимались высокие скалистые гребни островных гирлянд, обрамленные песчаными накоплениями аридного климата. Повидимому, совершенно не затоплялась меловым морем Ставропольская глыба, благодаря ее постоянной тенденции к поднятию. Вулканическая деятельность была развита в Закавказье.

4. Альпийский орогенез и его связь с палеогеографией и литогенезом

Конец мезозоя, как известно, характеризуется широко распространенными ларамийскими движениями. Они отмечаются и для Альпийской складчатой зоны, но далеко не повсюду: есть целый ряд районов, где переход от датских слоев к палеоцену является весьма постепенным.

В Добрудже датские слои и палеоцен отсутствуют вовсе: бывшая здесь регрессия связана с общим поднятием южной части Русской платформы. Наоборот, в Крыму датский ярус совершенно не отделим от наиболее низкого горизонта палеоцена — монтских слоев, причем легкое несогласие чувствуется только в середине палеоцена. Крымский палеоцен выражен в мергелистой фации и заключает фауну, тесно связанную с поволжской. Вполне очевидно, что в эту эпоху существовало прямое сообщение с поволжским бассейном через область, ныне занятую Азовским морем.

Ларамийские движения выдвинули из-под волн моря центральную часть Кавказского хребта, и с этого момента он уже не покры-

вается сплошным морским бассейном, как то имело место в мезозое, зато море распространяется на Ставропольскую глыбу, которая в палеогене начинает опускаться. Как мы уже говорили, и к северу от Кавказского хребта, и к югу от него имеются указания на существование непрерывного морского бассейна, выражающиеся в тесной связи верхнего мела и палеогена.

Крымский палеоценовый бассейн переходит непосредственно в эоценовый, который характеризуется широким развитием нуммулитовых известняков — фации, весьма распространенной в Тетисе и неизвестной на севере (табл. XVIII). Верхний эоцен в Крыму представлен также в карбонатной фации — в виде мергелей с рыбами. Добруджа отличается, как мы только что говорили, отсутствием палеоцена, эоцен же идентичен с крымским — развиты нуммулитовые известняки. К северу нуммулитовая фация постепенно исчезает севернее Одессы и заменяется песчаными отложениями украинского эоцена, сопровождающими Азовско-Подольскую глыбу, почти целиком перекрытую бучакскими слоями эоцена. К востоку крымские эоценовые и палеоценовые породы переходят в подобие флиша — получают распространение глины и желтые мергеля; это явление, очевидно, совершенно параллельно тому, что мы отмечали для нижнего мела: платформенные фации Крыма сменяются к востоку геосинклинальными, прекрасно представленными на Кавказе флишем. Особенно это резко выражено в олигоцене, сложенном майкопскими глинами, мощность которых в восточном Крыму доходит до 2000 *м* и которые в нижней своей части приближаются по своему характеру к флишу.

На Кавказе палеогеновые породы опоясывают хребет, причем отлагались они в постепенно углублявшихся бассейнах геосинклинального типа. Западную часть Кавказа занимает флишевая фация, которая в вертикальном разрезе сменяется глинисто-мергелистой — аналогом нуммулитовых известняков Крыма, но без нуммулитов. Отсутствие последних на северном склоне Кавказа при их наличии в Крыму и на Мангышлаке, вероятно, объясняется северным влиянием, шедшим с севера, из Поволжья. Вообще вдоль северного склона Кавказа палеоцен и эоцен выражены в карбонатной фации; переход последней в глинисто-песчаную фацию, развитую на Волге, происходит, по последним данным, в районе южных Ергеней. Майкопские глины очень широко развиты по северному склону Кавказа; при рассмотрении их стратиграфии, подмечается уже не раз упоминавшееся нами явление, что центральная часть Кавказа обнаруживает задержку в погружении, тогда как фланговые части кавказского фронта имеют тенденцию к весьма интенсивным опусканиям. В то время как палеоцен и эоцен северного склона сравнительно маломощны, майкопские глины олигоцена отличаются очень большой мощностью (до 3000 *м*); это свидетельствует о том, что при переходе к олигоцену способность земной коры к усиленному прогибанию возросла весьма значительно к северу от Кавказа. Постепенное поднятие его сменилось в олигоцене очень крупным подъемом, а геосинклинальное состояние земной коры передвинулось к северу, захватив вне Ставропольской глыбы всю местность в бассейнах Кубани, Терека, Кумы и Маныча вплоть до средней части Ергеней, где мощность майкопских глин постепенно падает и доходит в районе

Сталинграда до величин, обычно свойственных Русской платформе. Весьма оригинально, что в Дагестане намечается поднятие слоев в сторону Каспийского моря; последнее скрывает стратиграфическую и тектоническую картину, и поэтому значение этого явления для нас пока непонятно.

Геосинклинальная фация в виде флиша очень широко распространена по берегу Черного моря, где однообразное флишевое осадкообразование происходило в течение всего мела, палеоцена и эоцена. В Абхазии флишевая фация переходит в известняково-мергелистые фации, представляющие в этом районе палеоцен и нижний эоцен; в верхнем же эоцене появляется уже знакомая нам фация мергелей с *Lyrolepis caucasica*, широко распространенная в Крыму и по всей периферии Кавказского хребта. Очевидно, к этому времени наступила какая-то стабилизация в тектоническом режиме Кавказа, благодаря чему установились одинаковые условия осадкообразования в очень обширной области. Восточнее мергелисто-известняковые фации широко развиты в бассейнах Ингура и Риона. Олигоцен выражен теми же майкопскими глинами, образующими оторочку вокруг всего Кавказского хребта; их расположение является результатом усиленного размыва поднявшегося хребта, в состав которого, как мы знаем, входят преимущественно глинистые сланцы и флиш. Кавказ как бы тонет в этом глинистом накоплении, образующемся в условиях постоянно прогибавшегося дна — процесс, шедший параллельно быстрому поднятию хребта. Соотношение тектонических движений, геоморфологического характера хребта, степени его денудации и степени пластичности земной коры здесь представляется исключительно ясным. В районе Тбилиси связь меловых и палеогеновых отложений достаточно тесна, хотя местами существуют ясные следы перерыва и усиленной денудации, говорящие о ларамийских движениях. Палеогеновые породы здесь маломощны и отличаются присутствием большого количества обломочных пород, причем в начале олигоцена имеются указания даже на континентальный режим (песчаники с листьями).

На юго-востоке Кавказа мы имеем значительный перерыв между масстрихтом и эоценом, заполненный ларамийскими движениями. Эоцен и первая половина олигоцена выражены во флишевой фации, тогда как вторая половина последнего представлена фацией майкопских глин, которая также очень тесно связана с флишем различными переходами. Таким образом, здесь мы обязаны предположить наличие геосинклинального режима, что сильно отличает бассейн Куры от бассейна Риона, где структура гораздо более устойчива и где флиш отсутствует. Южнее эта фация снова появляется, и, имея огромную мощность, указывает на вторичное появление в этом направлении геосинклинального режима; флиш здесь относится к палеоцену. В эоцене мы видим огромное развитие вулканогенной фации — явление, совершенно нам не встречавшееся в более северных областях. В конце эоцена вулканические извержения замирают и преобладает песчано-глинистое осадкообразование. Олигоцен снова выражен в майкопской фации, которая, однако, кверху сменяется лагунными образованиями, свидетельствующими о крупных поднятиях в конце олигоцена. Совершенно иные фации встречаем мы в Армянской складчатой зоне: в палеоцене развита вулкано-

генная фация, в эоцене — нуммулитовая, а в олигоцене сначала опять — вулканогенная и затем — коралловая. То была область интенсивного прогибания, сопровождавшегося усиленной магматической деятельностью. Погружение сменилось весьма крупными савскими движениями, навсегда изгнавшими отсюда морской режим. Особенно был интенсивен вулканизм в Талышской горной стране. Очевидно, вся эта полоса находилась в палеогене в совершенно иных тектонических условиях, чем область Кавказа, прогибание периферии которого шло спокойно без каких-либо магматических проявлений. В хр. Эльбурс палеоген лежит несогласно на нижнем мелу и заключает в эоцене песчано-нуммулитовую фацию, а в олигоцене вулканогенную. Вполне ясно, что погружение существовавших с нижнего мела возвышенностей началось в эоцене, когда и отлагались породы, свойственные мелководью; в олигоцене же сюда распространились те же геосинклинально-вулканогенные условия, которые были столь характерны для Армении и Азербайджана. По этому признаку указанную палеогеновую полосу следует относить к внутренней зоне Альпийского складчатого сооружения. Внешняя зона палеогена видна вдоль северной периферии Копетдага, где палеоцен и эоцен выражены в мергелисто-глинисто-песчаниковой фации, а олигоцен, как обычно во внешней зоне, в глинистой фации. Это развитие имеет некоторое сходство с кавказским и заставляет нас подозревать, что и на Копет-даге в палеогене происходило весьма значительное погружение по периферии постепенно поднимавшегося хребта. Но уже на Красноводском полуострове при тех же фациях опускание почти не выражается. Это объясняется тем, что палеоген здесь залегает на мезозойских складках, не испытавших более поздних движений, т. е. в области очень молодой платформы. На Туар-кыр палеоценовая трансгрессия не распространяется, а эоцен и олигоцен представлены здесь главным образом в глинистой фации, отличающейся мощностями, свойственными платформам. Зато на Усть-Урте мы имеем сплошное покрытие палеоценовым морем с северной фауной и песчано-глинистой фацией. В эоцене развиты нуммулитовые известняки, а олигоцен, как везде, глинистый. На Мангышлаке хотя палеоцен и существует, но залегание его на датских породах таково, что мы должны предполагать здесь небольшие ларамийские движения и, следовательно, небольшой перерыв в отложениях. Фации палеоцена здесь прибрежные, но фауна весьма своеобразная, связанная, очевидно, с южным влиянием; с другой стороны, присутствие *Ostrea Sinzowi* заставляет признать, что этот бассейн имел много общего с поволжским. Можно выразиться и определеннее: это было одно и то же море, широко заливавшее весь юг Восточно-Русской впадины и соединявшее в себе северное и южное влияния. Иное дело в эоцене — здесь последнее влияние преобладало и была развита нуммулитовая фация. Очень широко распространенные в верхнем эоцене Закаспия глины с остатками рыб протягиваются с Мангышлака на Усть-Урт и Туар-кыр. Вспомним, что в этом горизонте на Кавказе широко развиты мергеля с рыбами — следовательно, верхнеэоценовая рыбная фация имеет очень большое распространение. Весьма интересно наличие в эоцене Мангышлака также фации белого мела, что нигде больше никем не отмечается. Олигоцен представлен глинистой фацией. Распреде-

ление фаций в палеогене Мангышлака указывает, что Кара-тау поднимался среди моря в виде плоского острова, играя роль вала.

Наиболее резко выражена связь орогенеза и палеогеографии в неогене, когда фазы складкообразования и поднятия следовали одна за другой и параллельно изменялись котловины опускания, а также очертания морских бассейнов, приспособлявшиеся к постоянно менявшемуся рельефу побережий и к колебаниям морского дна.

Этот процесс особенно ясно может быть прослежен по периферии Кавказа. Нам уже неоднократно приходилось говорить, что отложение майкопских глин, происходившее в геосинклинальном корыте вокруг поднимавшегося Кавказа и вдоль северного края Копет-дага, выходило за пределы олигоцена и захватывало также и нижний миоцен, или, иначе сказать, 1-ый средиземноморский век (бурдигальский). Условия осаждения в этой бассейне, как это было выяснено Архангельским, напоминали ту картину, которая свойственна в настоящее время Черному морю и отчасти Каспийскому, а именно это был бассейн с интенсивным сероводородным брожением, благодаря чему в майкопских отложениях не встречается бентальной фауны, а только один нектон в виде рыб. К концу нижнего миоцена более или менее равномерное опускание дна бассейна сменилось различными колебаниями, что вызвало появление фаций, с одной стороны, нормальной морской солености (тарханский горизонт с *Pecten denudatus*), с другой же, опресненных участков, как например, в западной Грузии; это было открыто в самое последнее время Давиташвили (кацахурский горизонт с *Oncophora*). После указанных непродолжительных колебаний процесс погружения периферии Кавказа возобновился (2-ой средиземноморский или виндобонский век), но расположение очертаний морского бассейна и фациальных участков сделалось более сложным (табл. XIX). В течение этого времени на Северном Кавказе мы видим продолжающееся отложение темных глин в условиях, вполне сходных с теми, которые имели место в нижнем миоцене и в олигоцене. В районе Керченского полуострова глубоководная фация сменяется мелководной, в которой преобладающую роль стали играть различные органогенные образования — известняки, ракушечники, губковые и мшанковые рифы. В то время как глубоководная фация среднего миоцена на Северном Кавказе имела геосинклинальный характер и аномальный газовый режим, мелководная крымско-украинская фация расположена была на платформе и отличалась нормальной соленостью воды, что и вызывало обильную населенность этой части моря. Мы видели уже в главе о Причерноморской впадине, что северный предел среднемиоценового моря располагался у края Азовско-Подольской глыбы и складок Донецкого бассейна, т. е. уже за пределами Альпийской складчатой зоны. В это время уже в некоторой форме обозначилась черноморская котловина, но Крымские горы, бывшие тогда еще очень низкими, соединялись с Добруджей узкой полосой суши, которая далее к западу сливалась с уже несколько поднявшимися Балканами. К северу от Кавказа среднемиоценовый бассейн занимал все пространство впадины, включая сюда и долину Маныча, причем преобладающей фацией являлась глинистая.

На юге, в Абхазии, миоцен еще не изучен достаточно детально, но отсутствие здесь нижнего миоцена вероятно; в среднем миоцене

встречаются различные фации как глинистые, так и известняковые и даже конгломератовые, указывающие на прибрежные условия отложения. Это вполне понятно, так как в этом районе морские образования подходят очень близко к Главному хребту. В таком же виде развит средний миоцен и в бассейнах Ингура и Риона — везде здесь сказывается очень сильное влияние берега. Несколько иные фации в районе Батуми, где, с одной стороны, мы имеем развитие мелководных известняков, а с другой—появление конгломератов из вулканических пород. Интересно, что в то время как к северу от Кавказа наибольшее распространение получило конкское море, в Грузии, наоборот, трансгрессия происходила в чокракское время, а к концу среднего миоцена имело место поднятие. На юго-востоке Кавказа мы видим и глубоководные глинистые отложения со *Spirialis* и мелководные образования с чокракской фауной. Условия осаждения говорят о том, что эта область испытывала прогибание в среднем миоцене так же, как и в нижнем. На границе олигоцена и миоцена в Усть-Урте были легкие движения, которые вызвали несогласное залегание второго на первом. Миоцен здесь начинается глинистыми породами мелководного бассейна, в котором существовали устричные банки; у нас очень мало сведений о нижнемиоценовом море — оно несомненно далеко заходило за Каспий, но контуры его определить трудно. Среднемиоценовое море вначале (чокрак) очень мало захватывало восточное побережье Каспийского моря, но образовывало в районе Усть-Урта огромную лагуну; отлагались исключительно мелководные породы (песчаники, конгломераты, ракушечники на Усть-Урте — гипсы); позднее в конкское время—опустилась под уровень моря вся область между Каспийским и Аральским морями и Аму-дарьей, причем залив этого моря направлялся к северо-востоку, а усть-уртская лагуна перестала существовать. Это указывает на опускание также и «Тургайского пролива» — равнины, отделяющей Урал от складчатой страны восточного Казахстана. Таким образом, здесь произошло поперечное опускание урал ских складок. Фации конкского моря в этой области очень разнообразны: здесь мы видим отложение и мергелей, и мелководных фоладовых известняков и устричников; к востоку развиты обломочные породы, местами же происходило глинистое отложение, иногда образовывались засоленные лагуны.

Как известно, бассейн 2-го средиземноморского века постепенно перешел в замкнутый бассейн сарматского моря. Замыкание этого моря и отрыв его от Средиземного произошли далеко за нашими пределами — у северного края Альп. В нашей стране мы можем наблюдать только следы этого замыкания — постепенное обеднение фауны, исчезновение целого ряда стеногалиновых форм и появление видов, свойственных бассейнам с пониженной концентрацией солей. Водворилось огромное внутреннее море, северный предел которого располагался так же, как и у других миоценовых морей, у края древних структур Русской платформы. По сравнению с конкским временем мы видим некоторое сокращение моря к северу от Арала и в низовьях Волги. Кавказ еще более поднялся, образовав огромный полуостров; приподнялся также Дзирульский массив и спаял узкой перемычкой Главный хребет с высоко уже стоявшими цепями Закавказья. Остальные очертания совпадают с берегами конкского моря.

Фации сармата в Предкавказье очень мало отличаются от тех, которые были характерны для предыдущего времени: происходит то же отложение глин при постепенном опускании морского дна; море перекрывает при этом всю Ставропольскую глыбу. Аналогично развиты фации и в Абхазии, где к сармату относятся различные прибрежные образования. Со среднего сармата начинается значительное поднятие всей Рионской глыбы, что обусловливает отсутствие в этом районе среднего и верхнего сармата. В Азербайджане, наоборот, начало сармата ознаменовывается регрессией, после чего море повышает свой уровень — отлагаются глинисто-кремнистые породы с оригинальной фацией диатомового ила. Такая картина продолжалась и в течение мэотиса; здесь также имело место весьма значительное опускание. Все Закавказье представляло в это время сушу — происходило поднятие складок: геосинклиналь превратилась в складчатую страну.

К востоку от Каспийского моря, где сармат доходит до Амударьи, преобладают глинистые и известняково-мергелистые фации. Все это весьма мелководные отложения, отличающиеся очень небольшой мощностью. На Красноводском полуострове к концу сармата приурочено поднятие, благодаря чему морские породы сменяются красными континентальными суглинками.

В мэотисе наблюдается значительное сокращение моря: северное побережье проходит уже в районе северного берега Азовского моря, море сильно сокращается в бассейне Куры и исчезает из Закаспия, освобождая огромную территорию. У подножья Копетдага в это время образуются мощные конгломераты. Конец сармата и начало мэотиса было эпохой кризисного характера во всей Альпийской зоне, когда происходило весьма мощное складкообразование на Кавказе и в Копет-даге, соединенное с интрузиями гранодиоритов (кавказские неоинтрузии). В Крыму к указанной эпохе приурочиваются, по Архангельскому, разломы и сдвиги: очевидно, складкообразование разрешилось в уже жесткой массе Крымских гор явлениями раздробления. О крупных поднятиях в районе Копетдага говорит накопление у его подножия огромных масс конгломератов. Одновременно севернее поднимается вся Закаспийская область. Мэотическое время было очень неспокойным: резкая регрессия в конце сармата сменяется очень кратковременным наступанием моря, за которым следует новое отступление. В нижнем мэотисе фауна имеет иной характер, чем в верхнем сармате; если в последнем мы видим присутствие форм, свойственных весьма опресненным водам, то в нижнем мэотисе на короткое время появляются средиземноморские формы: очевидно, произошли опускания, которые привели в соприкосновение мэотический бассейн со Средиземным морем. Но это возвращение морского режима было непродолжительным; при последующей регрессии море снова опреснилось, исчезли стеногалиновые элементы фауны и постепенно развились полупресноводные обитатели (*Congeria* и др.).

Нам остается теперь сказать несколько слов о палеогеографии и литогенезе Альпийской зоны в плиоцене.

В плиоцене мы различаем два основных момента: существование понтического моря, объединявшего черноморскую и каспийскую котловины, и разобщенную жизнь обоих, характеризующую также

и весь четвертичный период и современную нам эпоху. В понте имеет место весьма крупное поднятие Кавказа, когда начались движения и сколы в южном направлении. Это поднятие увлекает за собою и Ставропольскую глыбу, которой и принадлежит главная роль в разобщении черноморской и каспийской впадин. Этим поднятием определяется Манычский пролив, вдоль которого происходят опускания по линии Донецко-Каспийского разлома, о которой мы говорили выше. Однако, геосинклинального типа фации — накопление мощных глин в Предкавказье — еще существуют. В областях поднятия и в районах, отделенных от поднимающегося Кавказа, мы видим обычные фации, свойственные южно-русскому неогену — ракушечники, мелководные известняки, пески и песчаники. Бассейн Риона и нижняя часть бассейна Куры затоплены еще морем — здесь продолжаются уже замедленные теперь опускания. На восток от Каспия море уже не распространяется — мы видим там отложение континентальных пород.

Наступает грань нижнего и верхнего плиоцена — конец понта. Это момент, крайне важный в истории Кавказа, так как именно к нему приурочены сильнейшие орогенические движения — восточно-кавказская фаза. В это время произошли крупнейшие перемещения к югу по плоскостям скалывания, образовались надвиги юры на мел и палеоген, а также и на миоцен Рионской глыбы. Кавказ получает свою современную тектоническую структуру. К этой же эпохе относится образование мощных опусканий к северу от Кавказа; погружение Заволжья, соединенное с рядом расколов (Жигулевская дислокация), разрыв вдоль Маныча, на Сулаке и у Копет-дага. В Крыму, где в течение всего предшествующего времени происходила пенепленизация, возникло своеобразное поднятие. Таким образом, восточно-кавказская фаза орогенеза имела огромное влияние на формирование всей северной окраины Альпийской зоны и очень больших областей на Русской платформе. С этого момента происходит разобщение черноморского и каспийского бассейнов, причем последний сократился до пространства, занимаемого в настоящее время южной частью Каспийского моря.

С наступлением верхнего плиоцена мы видим в черноморской котловине существование киммерийского бассейна, который наметил в грубой форме современную конфигурацию Черного и Азовского морей, но в общем был меньше первого и не захватывал совершенно современной мелководной северо-западной части Черного моря, располагающейся на крымско-добруджинских складках и прилегающей части Русской платформы. Обращает на себя внимание распространение бассейна в низовьях Ей и Кубани, а также в низовьях Риона, в Колхиде. Отложения киммерийского бассейна нам очень мало известны, так как они на девять десятых находятся ниже уровня моря и нашему наблюдению доступны лишь прибрежные мелководные образования, выраженные на Керченском полуострове бурыми железняками (рудные слои), а в бассейне Кубани— глинами с подобными же рудами, а также различными песчано-глинистыми породами. В Грузии киммерийское море отлагало галечники, ракушечники; здесь же на береговых склонах сгружались мощные конгломераты.

Киммерийские отложения залегают трансгрессивно и несогласно на понте и других горизонтах пород более древнего возраста, что

свидетельствует о крупных поднятиях, бывших в черноморской области в связи с восточно-кавказской фазой орогенеза.

Фауна киммерийского бассейна выражена формами, очень близкими к понтическим и стоящими с ними в генетической связи, что дает представление о сильно опресненном бассейне типа современного Каспия (*Didacna*, *Prosodacna*, *Arcicardium* и другие *Cardiidae*, *Dreissensia* и т. п.), а в Абхазии, где отлагались слои Дуаба, жила фауна пресных вод (*Unio*, *Paludina*, *Melania* и др.).

В области северного и южного склонов Кавказского хребта киммерийское время характеризуется весьма крупными поднятиями[1], в связи с чем накоплялись галечники речного и пролювиального типа, разнообразные суглинки, очень широко распространенные по периферии Кавказа и Копет-дага. С этого же времени в юго-восточном Кавказе стала образовываться продуктивная свита, которую Батурин считает за аллювиальные отложения тогдашних Куры, Волги и Унгуза, другие же ее связывают с постепенным разрушением Главного Кавказского хребта. Таким образом, общие поднятия в это время охватили очень широкое пространство; это явилось следствием мощных проявлений орогенеза, имевшего место после отложения понтических слоев.

Следующая фаза развития черноморского бассейна — это куяльницкое озеро-море с полупресной фауной, занимавшее почти такое же пространство, как и киммерийское, но захватившее часть северо-западного угла Черного моря, где оно проникло в образованные в предыдущую эпоху речные долины. Это озеро-море, точно так же как и киммерийское, никакой морской связи через Босфор и Дарданеллы со Средиземным морем не имело, этим путем шел только речной сток.

Крупные опускания происходили в эту эпоху в районе Каспия, где погрузилась под уровень моря вся северная его часть; тут создались очень большие глубины. Весьма трудно сказать, что именно испытало прогибание и каковы причины последнего. Возможно, что опустились киммерийские складки или же какие-либо древние массивы; покамест вопрос остается открытым. В связи с этими погружениями, захватившими огромную площадь, широко разлилась акчагыльская трансгрессия, следы которой мы видим в бассейне Куры и на Апшеронском полуострове, в бассейне Терека и Сулака, на Таманском и на Красноводском полуостровах, в западной части Туркменистана, в бассейне Уила и Эмбы, по р. Уралу и Илеку; во всем Заволжье, в бассейне Камы, Белой и Вятки и т. д. Наибольшее опускание было в бассейне Терека и Сулака, где развита мощная толща глин. Севернее мы имеем глинистую фацию от Астрахани до Самарской луки, а также на Апшеронском полуострове. Кое-где встречаются известняки — эта фация приурочена местами к берегам Каспия. Фауна акчагыла очень своеобразна и резко отличается от всех предшествующих фаун замкнутых бассейнов крымско-кавказского плиоцена. В ней большую роль играют *Cardium* группы *Cardium dombra*, близко стоящие к некоторым сарматским *Cardium*

[1] Не следует смешивать киммерийскую складчатость, происходившую на рубеже триаса и юры, и киммерийский бассейн плиоцена, не имеющий с первой ничего общего.

и *Mactra*, также родственные сарматской *Mactra caspia*. Кроме того, в акчагыле распространены некоторые формы вроде сельди *Caspialosa*, *Mytilaster* и *Avicula* и водоросли *Acicularia*, имеющие средиземноморский облик. Соленость акчагыльского бассейна наивысшая из всех бассейнов плиоцена, бывших до и после него в Крымско-Кавказской области.

Происхождение акчагыльской фауны совершенно еще неясно; имеются три гипотезы его объясняющие. Одна из них считает возможным переживание сарматской фауной в каких-то убежищах, нам еще неизвестных, эпох сильного опреснения. По мнению Губкина, развитие понтической солоноватоводной фауны и акчагыльской происходило в одном и том же бассейне параллельно. По мнению Архангельского, мы здесь имеем иммигрантов из каких-либо морей с нормальной соленостью, возможно, даже из Индийского океана. Для решения вопроса у нас нехватает данных по геологии Ирана.

Существует определенная закономерность в распределении фауны: наиболее пышно развита она на южных берегах Каспия; чем далее на север, тем она становится все более и более однообразной; это стоит, очевидно, в непосредственной связи с гораздо бо́льшим опреснением акчагыльского моря в бассейне Волги, где в него впадало значительное количество рек.

Акчагыльская фауна в последнее время была найдена на Таманском полуострове в верхних частях куяльницких слоев. Низкая концентрация солей в куяльницком бассейне не позволила, очевидно, этой фауне далеко проникнуть в него. Пути распространения ее для нас пока неясны; соединение акчагыльского моря с черноморским бассейном происходило между Кавказским хребтом и Ставропольской глыбой, которая испытывала движения типа качания, открывая сообщение то к югу, то к северу от нее.

К акчагыльскому времени относятся сильнейшие извержения Эльбруса и Казбека, пеплы которых встречаются в акчагыльских слоях окрестностей Баку. Очень любопытно, что подобные пеплы в большом количестве были найдены в последнее время Дубянским в Курской и Воронежской областях, а также другими исследователями у Днепропетровска и в Крыму в отложениях древних речных террас, что, вероятно, связано с заносом его туда ветром.

Акчагыльская трансгрессия была эпизодом очень кратковременным; воды отступили с Поволжья и из Тамани, и мы снова имеем раздельное существование бассейнов к западу и востоку от высоко приподнятого уже тогда Кавказа. В Черноморской котловине опять водворился полупресный гурийский бассейн, а за ним чаудинский, следы которого мы имеем на Керченском полуострове, в Колхиде и в Дарданеллах. В то же время в каспийской области располагался апшеронский бассейн, доходивший на севере до параллели Камышина. Очень большая мощность глинистых отложений на севере и известняковых на юге (Апшеронский полуостров) говорит о весьма продолжительном периоде, в течение которого они накоплялись, а также и о значительном прогибании на Апшероне, в бассейне Терека и в низовьях Волги. В районе о. Челекена имела развитие глубоководная фация. Фауна, населявшая апшеронское море, была очень близкой к современной каспийской, и поэтому мы должны считать его слабосоленым. Точное сопоставление апше-

ронских и чаудинских пород еще не произведено. Существует мнение, что чаудинские слои следует параллелизировать не с апшеронскими, а с бакинскими, т. е. более молодыми.

В течение апшеронского времени очень энергично работали кавказские вулканы, а затем имела место фаза орогенеза, собравшая апшерон в энергичные складки у юго-восточной оконечности Кавказа и очень сильно дислоцировавшая плиоценовые отложения советской окраины Копет-дага.

Для увенчания нашего здания нам необходимо сказать несколько слов о событиях, происходивших в Альпийской зоне в четвертичный период, чтобы довести наше историко-геологическое изложение до современности, не входя, однако, в слишком большие детали.

В четвертичное время сложную историю пережила черноморская котловина; в ней существовали различного характера морские бассейны — то сильно опресненные, повторявшие ту картину, которая была в плиоцене, то, наоборот, отличавшиеся весьма большой соленостью и населенные поэтому средиземноморской фауной. Подобного рода явления связаны были с тем обстоятельством, что в четвертичном периоде Эгейская суша, отделявшая черноморскую котловину от Средиземного моря, распалась, и последнее вступило в долину реки, по которой ранее избыток вод полупресных черноморских бассейнов стекал в Средиземное море. Наиболее соленым бассейном был карангатский; время существования его приблизительно определяется как рисс-вюрм. Опресненные бассейны могли получиться и вследствие поднятий в области Дарданелл, и благодаря весьма значительному поступлению в черноморскую котловину талых ледниковых вод.

Параллельно описанному процессу чередования полупресных и соленых бассейнов, о котором можно в сжатой форме прочесть у Архангельского, шло постепенное опускание дна котловины, обусловившее весьма значительные продольно-ступенчатые сбросы южного берега Крыма; они сопровождались также постепенным подъемом складок, пенепленизированных в неогене. Своеобразные условия рельефа черноморской котловины, ее соединение узкими и неглубокими проливами, представлявшими затопленные речные долины, со Средиземным морем образовали оригинальный солевой режим Черного моря и ненормальное распределение в нем плотностей воды; это создало предпосылки к появлению в массе его вод восстановительной среды, в которой происходит распад органического вещества с образованием углеводородов и выделением свободного сероводорода. Все это приводит к сероводородному заражению Черного моря, сделавшему его безжизненным ниже 200-метровой изобаты. Напомним, что подобной характеристикой отличались все неогеновые бассейны Предкавказья и отчасти Закавказья, начиная с олигоцена. Таким образом, существование сероводородного заражения в Черном море является одним из звеньев сложного процесса битуминизации в ряде бассейнов, находящихся в сфере Альпийского орогенеза.

Кавказ, сильно поднятый в конце плиоцена орогенезом, был пенепленизирован и затем снова испытал крайне резкое поднятие. Он четырехкратно подвергался оледенению, причем его вулканы — Казбек и Эльбрус усиленным образом работали до вюрмской лед-

никовой эпохи. В то же самое время происходили весьма крупные опускания в бассейне Кубани и Терека, благодаря чему речные террасы этих рек оказываются очень глубоко погруженными. Весьма значительное опускание было в бассейне Куры и отчасти Риона. Сам хребет и морские берега испытывают неравномерные поднятия вплоть до наших дней. В Закавказье четвертичный период отличался обширными излияниями базальтов, перекрывших более древние складки. Вулканическая деятельность в советской и турецкой Армении была исключительно энергичной. На Эльбурсе создался грандиозный конус Демавенда.

К востоку от Каспия в четвертичном периоде существовал огромный пресноводный бассейн, последним остатком которого является современное Аральское озеро-море и который сливал свои воды через Узбой в Каспийское море. Повидимому, в это время и в начале исторического периода в Закаспие существовала весьма развитая гидрографическая сеть, спускавшая воды в Каспий.

Таким образом, в четвертичное время явления крупных орогенических поднятий и образование больших геосинклинальных опусканий продолжались, и мы застаем Альпийскую зону в еще не оформившемся виде, в стадии заканчивающегося орогенеза; это дает повод причислять указанные области к неустойчивым зонам земной коры, о чем нам постоянно напоминают землетрясения, столь характерные для Крыма и Закавказья.

5. Общий ход развития Альпийской складчатой зоны

Наиболее древние этапы жизни той зоны земной коры, из которой развилось современное Альпийское складчатое сооружение, рисуются нам в тумане, так как обрывки тогдашних структурных элементов не дают возможности воссоздать цельную картину того отдаленного прошлого.

Докембрийские этапы развития от нас совершенно ускользают, и поэтому, повторив, что в те времена было не менее двух эпох складчатости, соединенных с интенсивным метаморфизмом и напряженной магматической деятельностью, мы перейдем непосредственно к палеозою.

Мы можем с некоторой долей определенности утверждать, что в нижнем палеозое на основе древнего кристаллического фундамента создалась геосинклинальная зона, в которой мы находим следы обширных кембрийских и силурийских морей. Их очертания, фации равно, как и стратиграфия их отложений, нам неясны; мы обо всем этом знаем очень мало. Геосинклинальный режим закончился энергичным орогенезом, с которым были связаны метаморфизм осадков нижнего палеозоя и интрудирование их гранитами. В результате, с одной стороны, создалась складчатая структура, а с другой, воздвиглись мощные горные хребты и волны Тетиса отодвинулись к югу.

Следующим этапом было разрушение указанных хребтов и появление девонской трансгрессии, которая, однако, не перекрыла всего вновь созданного складчатого сооружения, а сконцентрировалась на западе (Добруджа) и на юге (Аракс, Эльбурс и, вероятно, Хоросан). В нижнем карбоне море достигло берегов Ингура, но к северу распространилось мало. Краевая часть Русской платформы

в те времена представляла собою крупные возвышенности. Одновременно с этим закладывался крупный геосинклинальный прогиб в теле Русской платформы, начиная от Донецкого бассейна и кончая Копет-дагом. Эпоха герцинской складчатости выразилась в образовании складчатого сооружения по южному краю Русской платформы от Келецко-Сандомирского кряжа до Кавказа. Южнее мы имеем геосинклинальный режим в области, еще очень мало изученной. Складчатые процессы создали крупные возвышенности, разрушение их силами денудации образовало мощные толщи обломочных континентальных пород, которые мы видим в Добрудже и в центральном Кавказе. Герцинские движения в Альпийской зоне происходили в судетскую и астурийскую фазы; после разрушения хребтов последовала пермская трансгрессия, которая захватила Крым и северный Кавказ. На юге морской бассейн существовал в течение всего времени, начиная со среднего девона до среднего триаса. Для верхнего палеозоя характерно присутствие возвышенной суши, которая была первым прообразом современного Кавказа. Уже тогда были заложены основные элементы рельефа, развитие которых можно проследить в течение всего последующего времени. В самом конце палеозоя произошло крупное поднятие всей области, примыкавшей с юга к Русской платформе и представлявшей собою палеозойское складчатое сооружение; море отступило далеко к югу. Этот процесс мы ставим в связь с мощным орогенезом в системе Урало-Тянь-шаньского сооружения. Начало триаса ознаменовывается крупным погружением в Крыму, на Северном Кавказе и Мангышлаке: здесь образуется геосинклинальная зона, отличавшаяся мощным отложением, главным образом глин. В середине триаса она захватывается движениями, распространившимися с юга, где значительный орогенез положил конец существованию продолжительного геосинклинального режима в районе Армении. В то же время произошли крупные поднятия на севере Ирана.

В конце триаса мы имеем широко распространенные киммерийские движения — в Добрудже, на Кавказе, Мангышлаке, Туаркыре; в Крыму они запаздывают до середины юры. Итак, на стыке Русской платформы и палеозойских складок возникла молодая складчатая цепь, которая оказалась очень недолговечной: она была очень быстро опущена совместно с палеозойскими складками и остатками докембрийского фундамента. В начале юры, таким образом, мы видим образование крымско-кавказской геосинклинальной зоны, захватившей также и жесткий субстрат Закавказья. Начиная с этого времени, до настоящего момента намечается очень выдержанное направление развития, а именно постоянная тенденция геосинклинальной зоны к поперечному поднятию (Ставропольская глыба — массив центрального Кавказа — Дзирульский массив) и крупным погружениям на западе и востоке, что приводит к оригинальной форме осадкообразования (флиш). Современные Черное и Каспийское моря являются продолжателями этой тенденции и ныне. Конец юры ознаменовывается крупнейшими андийскими движениями, которые создают складки и превращают местами титонское море в засолоненные лагуны. На севере Ирана и на Копет-даге андийские поднятия захватывают палеозойский цоколь и создают в начале мела мощные накопления красноцветных пород. В то время, как на

юге образовались устойчивые, длительно размывавшиеся, горные хребты, на севере складки быстро погрузились под уровень моря, причем снова возобновилось мощное отложение осадков.

Начиная с палеоцена, мы видим изменение процесса, заключающееся в том, что из геосинклинального бассейна рождаются области суши, а области погружения располагаются по ее периферии. В конце олигоцена поднимаются Закавказье, Иран и Копет-даг, что сопровождается грандиозными излияниями лав.

В неогене Альпийская зона переживает ряд вспышек орогенеза, из которых наибольшими были те, которые пали на конец миоцена и середину плиоцена. Это не касается наиболее древних участков Альпийской зоны, в которых складчатость закончилась в мезозое (Добруджа, Крым, Мангышлак, Большой Балхан). Конец плиоцена характеризуется крупнейшими поднятиями в Крыму, на Кавказе и Копет-даге, а также крайне значительными опусканиями по краям складчатых цепей; погружениям подвергаются древние массивы, частью же опускаются зоны «швов», где соприкасаются между собою складчатые зоны различного возраста. Еще более значительные движения приходятся на четвертичный период — сильно пониженный Кавказ снова поднимается до высокогорных областей, образуется глубокая котловина Черного моря и прогибается область, расположенная к северу от Крыма и Кавказа.

Исходя из этого, можно видеть, что современная геоморфология Альпийской зоны определяется совершенно недавними событиями, из которых некоторые еще не закончились. В то же время в главнейших геоморфологических чертах мы видим наследие очень отдаленного прошлого, пронесенное тектонической жизнью всей этой полосы через ряд геологических периодов. Мы видим снова и снова возобновление давно законченных процессов в условиях, каждый раз иных и дающих в конце концов иные последствия.

Что касается геохимической жизни земной коры в Альпийской зоне, то мы можем ее разбить на ряд этапов. Вначале мы отметим докембрийско-палеозойский магматический цикл, давший нам ряд высокотемпературных рудных тел; ввиду малой площади выходов древних пород не представляется возможности ближе ознакомиться с этими процессами. Далее мы имеем вулканический цикл мезозоя, который обусловил появление некоторого оруденения (железо, медь, полиметаллы). Одновременно с этим идет накопление углерода в виде различных месторождений юрских углей. Следует отметить в палеогене концентрацию марганца, заимствованного из основных пород предыдущего вулканического цикла. Второй вулканический цикл приходится на эоцен и олигоцен в Закавказье. Неоген характеризуется, с одной стороны, накоплением кальция в виде известняков и мергелей, с другой же — концентрацией углерода, но на этот раз в виде нефтяных залежей — процесс, продолжающийся и поныне. Высокотемпературные рудные тела альпийского орогенеза еще не вскрыты современной эрозией, а поэтому и недоступны нам. В связи с этим Альпийская зона бедна рудными ископаемыми, но богата нефтью; образование ее всецело обусловлено альпийским орогенезом и палеогеографическими особенностями, которые создались в результате постоянных погружений и поднятий, сопровождавших основные движения складчатой зоны.

Часть четвертая

УРАЛО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

К востоку от Русской платформы располагается Урало-Тянь-шаньское складчатое сооружение, отделяющее ее от Сибирской платформы. Это в высшей степени сложно построенный тектонический комплекс, включающий, с одной стороны, величайшие горные системы в виде Тянь-шаня или Памиро-Алая, с другой, наиболее совершенные в мире равнины вроде Западно-Сибирской. Тектоника и стратиграфия этой огромной области, занимающей около четверти всей территории СССР и имеющей крайне важное для хозяйства значение, изучена далеко не достаточно. Даже некоторые общие установки и основы еще не разработаны с достаточной полнотой, так что ежегодные исследования доставляют много нового материала.

С запада, как уже было сказано, Урало-Тянь-шаньское сооружение (Урало-Сибирская плита, по Архангельскому и Шатскому) ограничено Русской платформой, с востока—Сибирской, граница с которой проходит приблизительно по линии р. Енисея (табл. XX). На севере оно захватывает Новую Землю, Карское море и Северную Землю. Вероятно, вновь открытые острова (о. Визе, о. Ушакова и др.) относятся к нему же. Таким образом, на севере Урало-Тянь-шаньское сооружение теряется в Арктике, упираясь, повидимому, в область глубин Северного Ледовитого океана. Кроме того, на северо-востоке к этому тектоническому элементу относится хр. Быранга на Таймырском полуострове.

На юго-западе Урало-Тянь-шаньское сооружение примыкает вплотную к Альпийской складчатой зоне, причем Памир является связующим звеном между обоими тектоническими элементами. На юго-востоке оно перерезается нашей границей с Китаем, Монголией и Танну-Тува и через последнюю переходит на восток, сливаясь на меридиане Улан-Батора с Монголо-Охотской складчатой системой и образуя единую Обско-Амурскую складчатую дугу.

Среди Урало-Тянь-шаньского складчатого сооружения мы различаем целый ряд разнообразных тектонических элементов, объединенных одним общим моментом — наличием палеозойской складчатости; она на половине всей области выходит на поверхность, образуя то высокогорные области, то разнообразные степи, мелкосопочники и низкие хребты, на половине же перекрыта послепалеозойскими горизонтальными отложениями, отчасти же морем.

На западе мы видим узкую и длинную полосу У р а л а, протягивающегося от Карского моря до южной оконечности Мугоджар, т. е. почти до Аральского моря. На севере к Уралу примыкает не-

сколько отлично от него построенная Новоземельская складчатая дуга, начинающаяся на севере мысом Желания и занимающая Новую Землю, Вайгач и Пай-хой. К юго-востоку от Аральского моря располагаются отдельные палеозойские возвышенности, поднимающиеся среди пустынной равнины и связывающие Урал с Тянь-шанем (Султан-Уиз-даг, Букан-тау, Казан-тау). Еще далее к юго-востоку мы имеем сложнейшее горное сооружение Тянь-шаня, расходящееся на западе мощным веером хребтов; последнее смыкается на юге непосредственно с Памиро-Алаем, характерным, помимо своих грандиозных высот, еще и тем, что он в значительной степени переработан мезозойским и третичным орогенезом. К северу от Тянь-шаня, составляя непосредственное продолжение его системы складок, находится складчатая страна Восточного Казахстана, отделенная от Урала областью погружения, названной Зюссом Тургайским проливом, так как по этому пути проходила в мезозое и палеогене связь северных морей с Тетисом. Этот тектонический элемент на востоке доходит до Иртыша, за которым расположен комплекс очень сложных древних складчатых сооружений и глыб, его мы обозначим именем Кузнецко-Алтайской горной страны. Сюда входят Алтай, Салаир, Кузнецкий бассейн, Кузнецкий Алатау и Минусинская котловина. С юго-востока примыкает к ней Западный Саян. Все остальное пространство к западу от Енисея занимает колоссальное Западно-Сибирское опускание, где палеозойский фундамент совершенно скрыт от наших глаз. На крайнем северо-востоке мы находим палеозойские Таймырские складки, заканчивающиеся на севере Северной Земли мысом Молотова.

Скажем несколько слов об общей тектонической и стратиграфической характеристике описываемой здесь огромной области. Докембрийские породы появляются в ней отдельными массивами и поэтому для нее не характерны. Широко распространены отложения нижнего палеозоя, которые мы встречаем почти всюду. Часть их подверглась напряженной каледонской складчатости, другая же нет. Граница той и другой зоны проходит вдоль Тургайской впадины на Алай, так что каледонские складки занимают до двух третей Урало-Тянь-шаньского сооружения в той его части, которая доступна непосредственному наблюдению. Что же касается равнины, то о строении ее фундамента мы совсем почти не имеем сведений.

Очень разнообразно и полно представлен девон, причем с севера из Казахстана на юг, к Алаю, мы имеем весьма интересные смены фаций от континентальных до морских.

Карбон на огромной площади сооружения характеризуется морской фацией в начале и угленосной в конце. Угленосными же слоями представлены и пермские породы. Герцинская складчатость очень энергично выражена в той полосе, в которой отсутствует каледонская, наоборот — значительно более слабо поверх каледонского фундамента, являясь во многих случаях германотипной. Особенно это нужно сказать об окрестностях Минусинской котловины. Отметим, что в Кузнецко-Алтайской стране очень развиты крупные опускания времен верхнего палеозоя вроде Кузнецкого бассейна и других котловин. Как каледонская, так и герцинская складчатость связаны

с крайне энергичным вулканизмом и мощными интрузиями гранитов, что дает во всей области Урало-Тянь-шаньско-алтайских складок очень интенсивное оруденение. Это последнее делает всю эту область исключительно интересной с народно-хозяйственной точки зрения.

Морской мезозой известен на крайнем севере, на Памире и в зонах погружения к западу от цепей Тянь-шаня. На всем остальном пространстве морской мезозой отсутствует и заменен различными, обычно угленосными, континентальными породами. Тихоокеанская складчатость очень резко сказалась на Памире, где она имеет, однако, характер, близкий к германотипному. Значительно шире распространение морского палеоцена, который занимает все Западно-Сибирское опускание и ряд впадин между палеозойскими складчатыми массивами (долины р. Иртыша, Сары-су, Сыр-дарьи). Неоген всюду континентальный; четвертичный покров особенно мощен в бассейне Иртыша и Оби.

Альпийская складчатость выразилась в крупнейших расколах и складках мезозойского покрова палеозойских массивов, что мы имеем в Алайском хребте и западных виргациях Тянь-шаня, а также в глыбовых поднятиях огромного размаха, создавших современные высокогорные области Тянь-шаня, Алая, Памира, Алтая, Саяна.

Эти мощные молодые подъемы (регенерированные горные хребты) особенно характерны для Урало-Тянь-шаньского сооружения и для всей Центральной Азии вообще. Подобные явления в Европе почти совершенно неизвестны (исключение составляют Пиренеи) и представляют чисто азиатский элемент тектоники.

В смысле простирания складок для северной части Урало-Тянь-шаньского сооружения очень типичны меридиональные простирания; к югу они постепенно изгибаются в юго-восточные, принимая местами даже широтное направление, местами же нося характер обволакивающих по отношению к Сибирской платформе.

В дальнейшем изложении мы будем описывать каждый из перечисленных выше элементов, идя от Урала к Тянь-шаню и Памиру, а затем к Саяну, после чего дадим краткую характеристику структуры Западно-Сибирской равнины и складчатых сооружений западной части Арктики и, наконец, подведем итог всему сказанному.

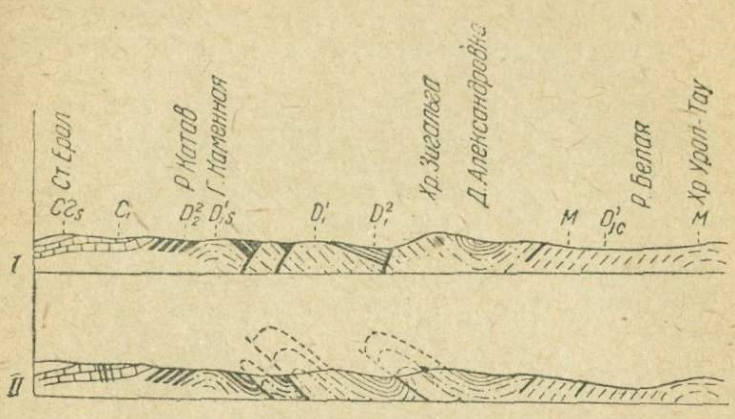
По сравнению с описанной уже Русской платформой и Альпийской складчатой зоной наше описание будет значительно более схематичным и кое-где гипотетичным, ввиду отмеченной уже выше недостаточности наших сведений.

II. УРАЛ

1. Общий очерк тектоники Урала и его магматической деятельности

Географы обозначают именем Урала узкий и длинный (свыше 2000 км) горный хребет, протянувшийся от Карской губы на севере до р. Урала между городами Оренбургом и Орском на юге. Мы будем понимать под именем Урала такой тектонический элемент, в основе которого лежит географический Урал, но который в то же время не ограничивается исключительно пределами последнего. Прежде всего в состав Урала нужно включить Мугоджары, представляющие собою его прямое продолжение. Уральские складки не заканчиваются на восточном склоне Урала, а продолжаются много

дальше, не ослабляясь нисколько в своей интенсивности. Они видимы по всем левым притокам Тобола, вдоль которых они погружаются, уходя под мощный покров кайнозоя. Таким образом, восточная граница Урала должна быть далеко от него отодвинута. Наблюдения над погружением казахстанских, алтайских, салаирских и кузнецких складок показывают, что все они опускаются на север, уходя под мощный горизонтальный покров мезо-кайнозойских отложений равнины. Новейшие гравиметрические ее пересечения



Фиг. 71. Разрезы Южного Урала.

I — по толкованию Чернышева; *II* — по Заварицкому.

обнаружили, что под горизонтальными слоями на некоторой глубине существует складчатое сооружение с ядрами плотных пород. Все вместе взятое делает вероятным, что под Западно-Сибирской равниной мы имеем складчатый фундамент совершенно идентичный со складками, расположенными к западу и югу от нее. Возможно, что восточную границу Урала следовало бы отодвинуть до линии р. Оби, а, может быть, и дальше. Современный же географический Урал — только западная окраина огромного складчатого сооружения, ныне являющегося погруженным на очень большую глубину. В дальнейшем мы будем описывать в составе Урала все выходы складчатого палеозоя, вскрытые реками бассейна Оби на некотором расстоянии к востоку от орографически выраженного хребта.

Переходим теперь к описанию тектоники Урала, предпослав ему краткие сведения о прежнем ее понимании. Начиная с Мурчисона, у русских геологов утвердилось представление, воспринятое затем и иностранными учеными, что Урал является сравнительно просто построенной складчатой зоной с очень значительными сжатиями слоев только на восточном склоне. Многие сравнивали Урал со складками юры и отрицали в нем всякое проявление альпинотипного характера. По мнению Чернышева и других геологов конца XIX столетия, уральские складки, выраженные более или менее простыми антиклиналями и синклиналями, разбиты многочисленными продольными сбросами. При более детальном подходе к этому вопросу в литературу стали проникать представления, что сбросы Чернышева, на самом деле, пологие плоскости разрывов, по которым произошли надвигания опрокинутых складок в западном

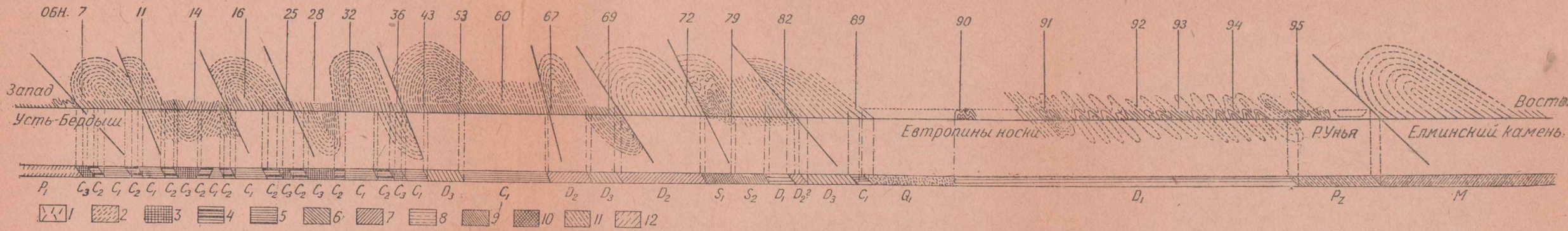
направлении. Об этом впервые заговорил Заварицкий, дав профилю Чернышева (фиг. 71) иную интерпретацию. Последующие детальные работы по геологической съемке Урала показали, что вдоль западного его края очень широко распространены явления подобного надвигания более древних пород на более молодые, местами переходящие в весьма значительные горизонтальные перемещения. Впрочем, до сих пор у нас нет синтеза тектоники Урала, существуют лишь соображения отдельных авторов о строении того или иного участка этой складчатой зоны. Поэтому нам приходится быть очень краткими в изложении тектоники Урала, которое мы начнем с описания его структуры в плане.

На крайнем севере Урал возникает на берегу Байдарацкой губы Карского моря и направляется в виде Полярного Урала к юго-западу, а затем принимает меридиональное направление, которое у р. Чусовой снова заменяется большой дугой, обращенной выпуклостью к востоку. Этот изгиб занимает весь Средний Урал и часть Южного и заканчивается в верхнем течении р. Белой. К югу Урал снова направляется меридионально, сохраняя это же направление складок в Мугоджарах; у южного своего конца они погружаются под мезозой и кайнозой, примыкая, повидимому, кулисообразно к короткому хребту Султан-Уиз-даг, расположенному в низовьях Аму-дарьи; он принадлежит, повидимому, складчатой зоне, идущей от Донецкого бассейна через Мангышлак в сторону Алайского хребта.

Меридиональные простирания связаны с прижиманием уральских складок к краю Русской платформы, вытянутому от среднего течения р. Печоры до верховьев р. Эмбы с севера на юг. Изгибы же складчатой зоны требуют того или иного объяснения. Изгиб Среднего Урала еще со времени работ Карпинского ставится в связь с существованием жесткой Уфимской глыбы, изменившей направление складок. Точного представления об этом еще у нас нет; наличие подобного массива вероятно, так как складки Урала, напирающие на запад на широком фронте, здесь крайне сдавлены, перетерты и разбиты мощными расколами.

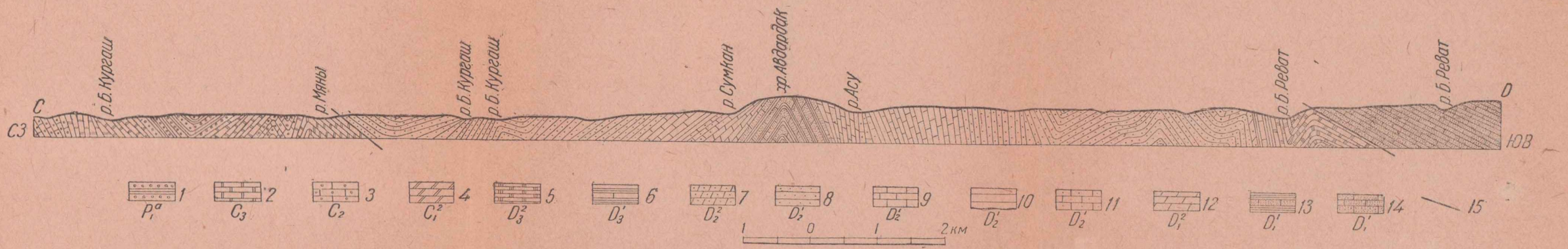
Присутствие другой жесткой глыбы между Полярным Уралом и Пай-хоем, с одной стороны, и Тиманом, с другой, вызывает в настоящее время значительное сомнение.

Существование между Полярным Уралом и р. Печорой складок, расходящихся от него к северу (хр. Чернышева и др.), заставляет Варсанофьеву предполагать, что начиная от среднего течения р. Печоры происходит виргация уральских складок, заполняющих, может быть, половину Большеземельской тундры, в связи с этим объясняется изгиб главного ствола Урала к северо-востоку. Складки Новой Земли, как мы увидим ниже, не представляют продолжения центральной зоны Урала, а лишь боковое его ответвление. По мнению Борна, Урал на севере раскидывается мощным веером, из ветвей которого сохранились лишь: крайняя западная — новоземельская — и восточная — таймырская, представляющая прямое продолжение ориентированных к северо-востоку складок Полярного Урала. Последнее, естественно, чистейшая гипотеза, так как таймырские складки могут быть связаны с более восточными пучками складок, чем Урал. Кроме того, по мнению Борна, центральные



Фиг. 72. Разрез через западный склон Урала в бассейне р. Уньи (по Варсанофьевой).

1 — ледниковое отложение (Q); *2* — нижняя пермь (P_1); *3* — верхний карбон (C_3); *4* — средний карбон (C_2); *5* — нижний карбон (C_1); *6* — верхний девон (D_3); *7* — средний девон (D_2); *8* — нижний девон (D_1); *9* — верхний силур (S_2); *10* — нижний силур (S_1); *11* — палеозой неопределенного возраста (P_Z); *12* — кристаллические сланцы (*M*).



Фиг. 73. Профиль западного склона Урала в бассейне р. Инзера (по Горяиновой).

1 — сланцы, песчаники и конгломераты артинского яруса; *2* — известняки верхнего карбона; *3* — известняки среднего карбона; *4* — известняки визейского яруса; *5* — известняки фаменского яруса; *6* — известняки и сланцы франского яруса; *7* — известняки живетского яруса; *8* — ашинская свита песчаников, сланцев и конгломератов; *9* — миньярская свита известняков; *10* — инзерская свита песчаников и сланцев; *11* — подинзерские известняки; *12* — свита мергелей; *13* — верхняя толща зильмердакской свиты: кварцитовидные песчаники и сланцы; *14* — нижняя толща зильмердакской свиты: аркозовые песчаники; *15* — линия тектонического контакта.

ветви веера в настоящее время опущены и покрыты водами Карского моря.

Урал разделяется на зоны, отличающиеся друг от друга степенью дислоцированности и характером магматических пород.

В настоящее время, согласно Бубнову, Урал делится на шесть меридиональных зон (табл. XXI). Начиная с запада, они имеют следующую характеристику: I зона — осадочная зона западного склона, состоящая из полос нижнепермских, каменноугольных и девонских отложений. Ее можно проследить от Югорского Шара до южной оконечности Мугоджар. II зона морфологически соответствует водораздельному гребню Урала и состоит из кристаллических сланцев. Она исчезает к западу от Нижнего Тагила и снова появляется в районе Свердловска, т. е. по северо-восточной окраине Уфимской глыбы ее обнаружить нельзя. III зона сложена основными глубинными породами (габбро-пироксенито-дунитовая формация). Она отчетливо выражена на Северном и Среднем Урале, а в Южном ее заменяют отдельные массивы змеевиков, среди которых сохранились небольшие неизмененные массивы перидотитов. IV зона слагается излившимися основными породами (порфириты и диабазы) и их туфами, а также сланцевой фацией силура, девона и нижнего карбона. Зона очень широка на севере и на юге и очень трудно различима между Нижним Тагилом и Свердловском, т. е. к востоку от Уфимской глыбы. V зона появляется в районе г. Верхотурья и протягивается отсюда далеко к югу; она представлена гнейсами и гранитами и в Среднем Урале сопровождается по своей западной окраине полосой элеолитовых сиенитов (миаскитов). Наконец, VI зона состоит из сильно перемятых и раздробленных отложений палеозоя, прорванных различными магматическими породами. Эти образования, постепенно понижаясь, уходят под третичный покров Западной Сибири, не ослабляя интенсивности складчатости и тем самым свидетельствуя о том, что тектоническая граница Урала проходит много восточней орографической и в настоящее время не может быть установлена обычными геологическими методами.

Тектоническая структура Урала изучена еще очень мало. По-видимому, основной ее чертой является наличие весьма значительной чешуйчатой структуры. Породы I зоны испытали ряд нарушений главным образом в виде более или менее пологих складок, частью с ядрами протыкания (Уфимское плато). Складки эти местами принимают несимметричный характер, причем они имеют склонность к опрокидыванию в западную сторону. В связи с этим здесь развиты небольшие чешуйчатые надвиги, выражающиеся в скалывании палеозоя и надвигами девона на карбон или даже на нижнюю пермь, как то имеет место в Кизеловском районе и в бассейне Вишеры (приток верхней Камы). Подобные явления надвигания широко распространены в бассейне Печоры, где Чернов отмечает появление чешуйчатых серий: силур, девон и карбон смяты в складки, опрокинутые к западу, и частью надвинуты чешуями на более молодые породы, вплоть до верхней перми (фиг. 72). На севере, к востоку от р. Печоры, расположен хребет Чернышева, с обеих сторон обрезанный сбросами; с востока к хребту примыкает гребень, сложенный угленосными пермскими отложениями; на западе также имеется гребень, в северной части которого находится базальтовый покров. Таким

образом, по Чернову, хребет Чернышева представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении горст, отделенный от Урала ступенчатыми опусканиями. Он образует ветвь, отходящую от главного ствола Урала, и прослеживается через Большеземельскую тундру до о. Долгого (к югу от Вайгача).

Дислокации I зоны наиболее ярко выражены в области Уфимского плато, где имеется ряд резких поднятий, характер которых указывает на их связь с диапировыми складками (ядра протыкания). Здесь же можно отметить сильную сгруженность складок, обтекающих Уфимскую глыбу с востока; наблюдаются случаи опрокидывания складок, осложненных разрывами и передвижениями в западном направлении. Хребет Кара-тау, находящийся к востоку от Уфы, сложен складчатым девоном и карбоном, повидимому, целиком надвинутым на каменноугольную полосу в северо-западном направлении. Южнее Уфимского плато, в районе бассейна Белой, существует ряд меридиональных складок, которые постепенно затухают в западном направлении. Здесь имеется также система надвигов девона на карбон по крутым поверхностям передвижения (фиг. 73). Система меридиональных складок, развитых в пограничных частях Уральской геосинклинали и Русской платформы, тянется далеко на юг, захватывая бассейн р. Белой и западную часть бассейна Сакмары. На всем этом пространстве в складки смяты нижнепермские породы, примыкающие к антиклиналям среднего и верхнего карбона. Складчатая нижняя пермь пересекает р. Урал и тянется вдоль западного склона Мугоджар. Здесь она также дислоцирована рядом просто построенных складок, причем интенсивность складчатости возрастает к востоку.

В настоящее время исследователи Урала склоняются к признанию, что в западной половине хребта преобладают довольно простые складки, стремящиеся к опрокидыванию в западном направлении и переходящие в чешуйчатую структуру западного склона; в восточном же направлении складки испытывают явления все более и более развивающегося сжатия и разбиваются мощными продольными сбросами.

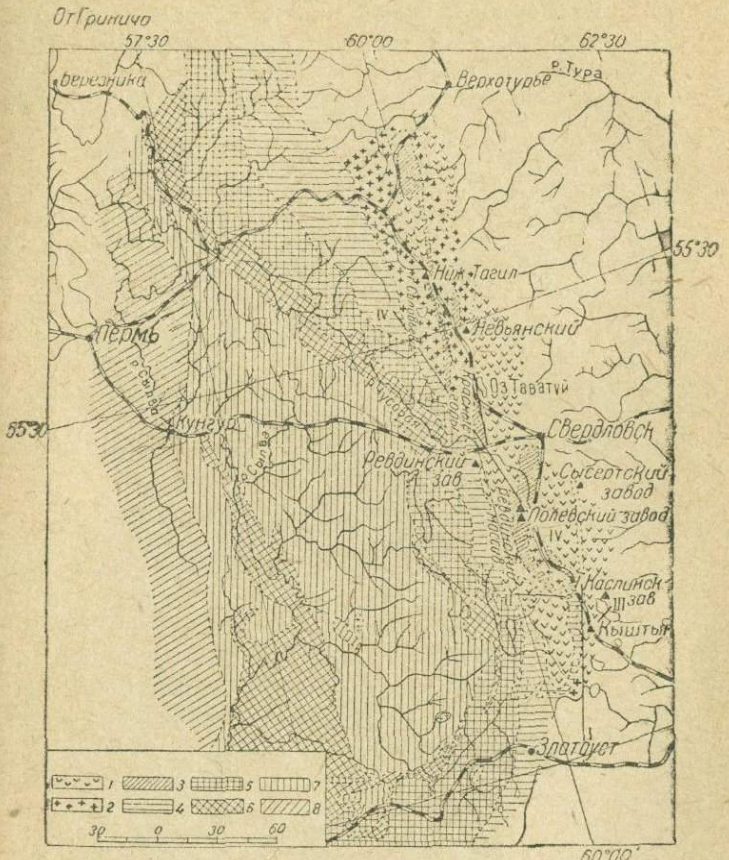
Наличие чешуйчатой структуры по западному склону Урала в настоящее время никем не оспаривается, но крупные надвиги за исключением, возможно, Кара-тау отрицаются: передвижения отдельных чешуй, как показали исследования геологов, работавших вдоль западного склона Урала, не превышают 3—5 *км* и наблюдаются по весьма крутым поверхностям надвигания, переходящим местами во взбросы.

Явления покровной структуры, идея существования которых была выдвинута в очень резком виде, а затем в более умеренной форме проводилась Архангельским и Блохиным, в настоящее время признаются целым рядом геологов несуществующими.

Надвиговые явления резко развиты в районе изгиба Среднего Урала, где напор с востока, сдерживаемый Уфимской глыбой, вызвал весьма сложные явления надвигов, сбросов и разломов, сопровождавшиеся крайне интенсивной милонитизацией пород, т. е. их перетиранием и раздроблением; это указывает на сильнейший напор надвигавшихся масс. В верховьях р. Уфы верхний силур и нижний девон в фации восточного склона надвинуты на нижнюю пермь, а на

них — нижний силур, на последний же восточнее — метаморфические сланцы II зоны.

Кузнецов и Захаров указывают весьма интенсивные явления надвигов в районе Уфалейской, Кислинской и Кыштымской дач. Гнейсы и граниты IV зоны и сопровождающие их с запада миаскиты надвинуты на основные магматические породы, серпентины и пере-



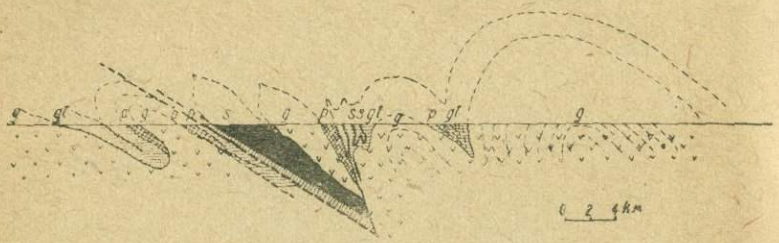
Фиг. 74. Схема геологического строения Среднего Урала (по Кузнецову и Захарову).

1 — граниты, сиениты и порфиры; *2* — основные породы; *3* — зеленокаменная серия пород; *4* — кварциты Центрального Урала; *5* — девон; *6* — карбон; *7* — нижняя пермь; *8* — верхняя пермь; *I, II, III, IV* — линии расколов и надвигов.

тертые сланцы III зоны, которая в свою очередь надвинута на кристаллические сланцы II зоны (фиг. 74). Таким образом, в Среднем Урале мы встречаемся с накладыванием ряда надвигов друг на друга, причем наиболее высокие имеют фронт надвига восточнее, а нижние западнее. Есть все основания предполагать, что осадочные породы и прорывающие их магматические также являются надвинутыми на запад. Характер тектоники центральных частей Урала еще далеко не выяснен — этому препятствуют огромные массы магматических пород, малая обнаженность местности и отсутствие систематических съемочных геологических работ. Известно только, что эти районы

сложены в очень узкие сжатые складки, перебитые сбросами и прорванные магматическими породами; на востоке намечается опрокидывание складок в восточном направлении (фиг. 75).

В последнее время Кузнецов уточнил свои прежние высказывания установлением огромной линии сдвига, которая начинается к северу от Кыштымского завода и протягивается в ССЗ направлении к западу от Горнозаводской ж. д., пересекая ее к западу от Кушвы. Между Вильвой и Косьвой линия теряется в сплошном поле развития метаморфических сланцев. Вдоль нее восточная часть сдвинута к северу на 81 *км* и приподнята на 3,5 *км*, причем по-



Фиг. 76. Схематический разрез через Сысертскую и Уфалейскую дачи (по Кузнецову).

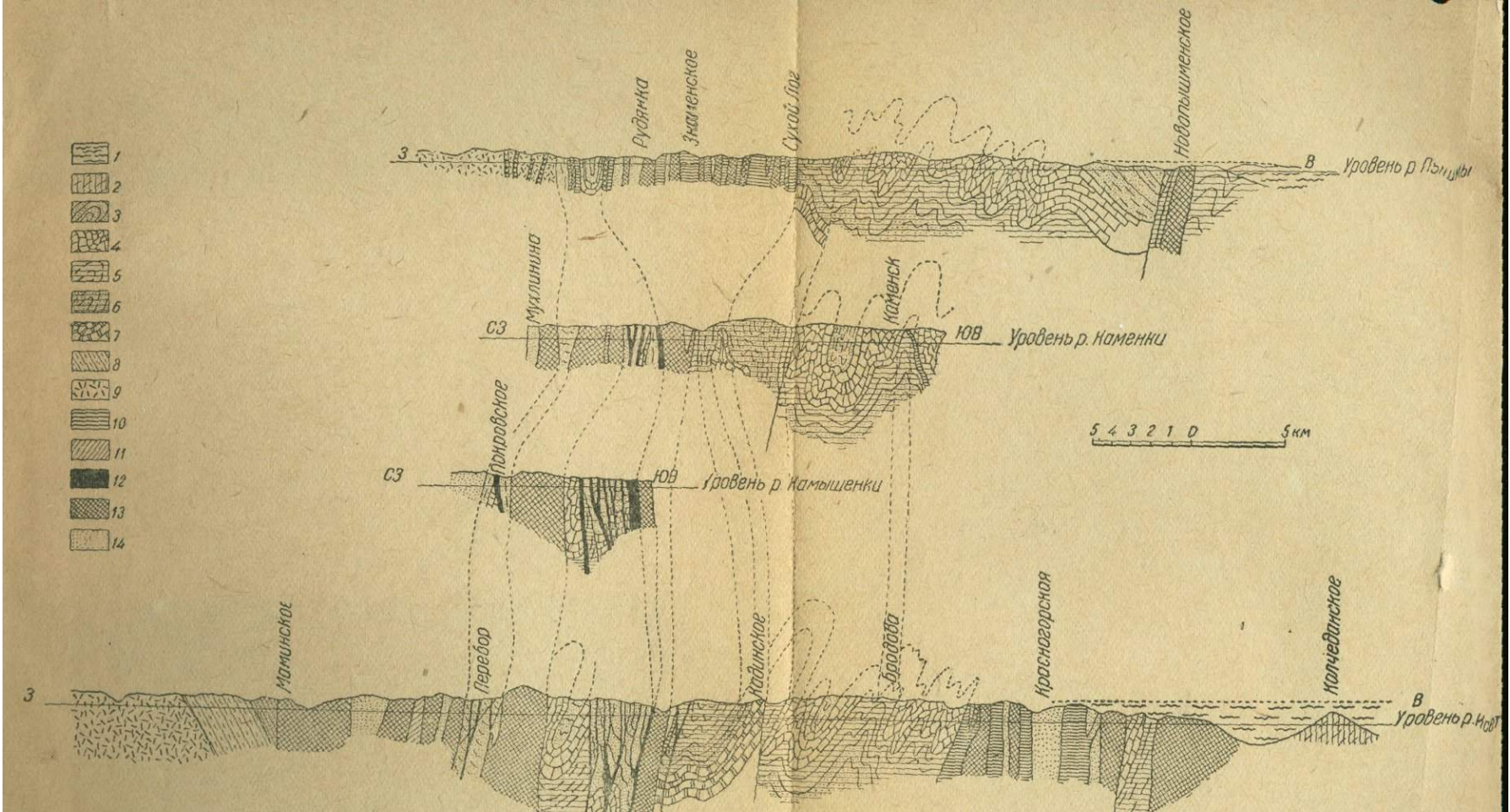
gt — кварциты; *p* — основные интрузии; *s* — змеевики; *g* — граниты и гнейсы.

роды перетерты и развальцованы, местами совершенно пережаты (фиг. 76). Очевидно, при напоре с востока массы встретили такое сопротивление со стороны Уфимской глыбы, что возник направленный под очень острым углом к простиранию складок раскол, вдоль которого и произошло скольжение восточной части. Время образования раскола не выяснено, так как он проходит почти исключительно среди метаморфических и магматических пород. Нет сомнения, что его возникновение тесно связано с самым процессом складкообразования. Поднятие, происходившее вдоль этого сдвига, вывело на поверхность, по словам Кузнецова, «самые глубокие корни интрузивных массивов габбро».

В соответствии с крайне интенсивным сжатием Среднего Урала между Нижним Тагилом и Златоустом мы видим почти полное выжимание полосы кристаллических сланцев, которая снова хорошо выявляется далее к югу. На Южном Урале Блохиным был установлен весьма значительный надвиг силура на карбон и пермь меж широтными отрезками долин р. Белой и Сакмары [1]. Очень крупные надвиги существуют в хр. Кара-тау в районе Миньяра на южной окраине Уфимского плато, где складчатый девон и карбон надвинуты в северо-западном направлении на верхний карбон и нижнюю пермь. По всем данным интенсивность напора уральских складок на глубоко расположенную Уфимскую глыбу была чрезвычайной.

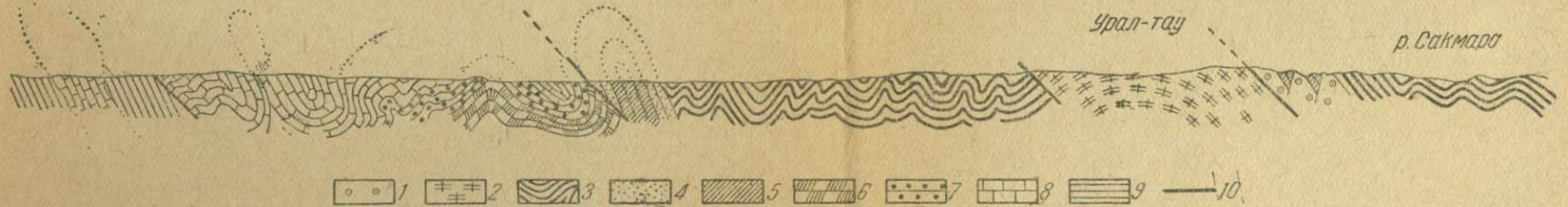
Исходя из расположения фаций силура и девона на Южном Урале, Либрович, а за ним и другие геологи стали устанавливать

[1] В последнее время возникают сомнения в правильности этого построения вследствие более детального изучения стратиграфии западного склона Урала; существуют высказывания, что здесь развиты лишь крупные складки, осложненные короткими надвигами.



Фиг. 75. Разрезы по рекам Пышме, Каменке, Камышенке и Исети на восточном склоне Урала (по Карпинскому).

1 — эоцен; *2* — юра; *3* — средний карбон; *4* — визейские известняки; *5* — угленосная свита; *6, 7* — девон; *8* — кристаллические сланцы; *9* — граниты, сиениты, гнейсы; *10* — порфиры; *11* — диориты; *12* — диабазы; *13* — порфириты; *14* — туфы и зеленые сланцы.



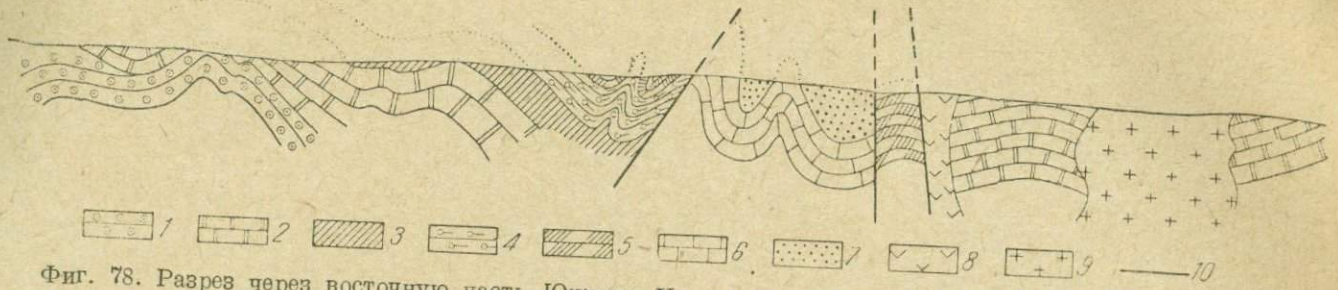
Фиг. 77. Разрез через Южный Урал (по Либровичу; упрощено).

1 — перидотиты и змеевики; *2* — метаморфическая свита зоны Урал-тау; *3* — песчаники и сланцы зилаирской свиты ($D_3 + C_1$); *4* — средне- и верхнедевонские известняки зилаирской зоны; *5* — нижнедевонские известняки зилаирской зоны; *6* — средний девон западной зоны; *7* — верхний девон западной зоны; *8* — карбон; *9* — нижняя пермь; *10* — линия надвигов.

особые тектонические зоны, помеченные различными местными названиями. Так, например, Либрович различает Западную зону, в которой впоследствии выделили Икскую и Сакмарскую, Зилаирскую, зону Урал-тау, Приирендыкскую зону и на самом востоке — Урало-Тобольскую. Вначале они понимались, как удлиненные полосы палеозойских отложений, характеризующиеся особыми фациями, причем, по мнению Либровича, они накладываются друг на друга по линиям региональных надвигов, соприкосновение же отдельных фациальных полос друг с другом считалось результатом горизонтальных перемещений в западном направлении. В последнее время Хабаков и другие геологи находят возможным утверждать, что смена фаций и поперечном направлении имеет нормальный характер, не обусловленный тектоническими движениями, переход же от одних фаций к другим, очень с ними несходным, происходит исключительно быстро; что же касается явлений крупных надвиганий отдельных фациальных комплексов, то они отсутствуют. О существовании таких быстрых фациальных смен в геосинклиналях говорит также и Динер в своей «Биостратиграфии».

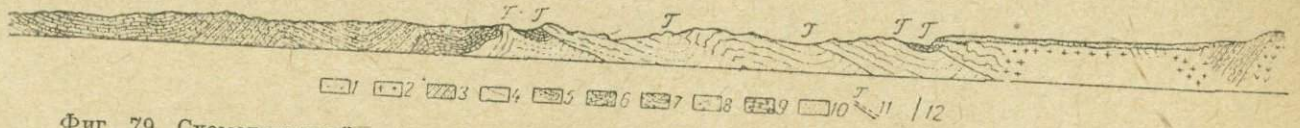
На Южном Урале мы, таким образом, имеем надвиг Зилаирской зоны на зоны, расположенные западнее, где также наблюдаются системы надвигов, отличающихся, повидимому, незначительными горизонтальными перемещениями масс (несколько километров, а иногда и меньше) (фиг. 77). Метаморфическая зона Урал-тау представляет подобие огромной антиклинали, которая в верхнем течении р. Сакмары явственно погружается к югу, покрываясь палеозоем, и исчезает, не доходя до долины р. Урала; к югу от последней метаморфическая свита вновь появляется в северной части Мугоджар. Это обстоятельство связано с тем, что по р. Уралу мы имеем очень крупное погружение осей складок, перекрытых здесь горизонтальным мезозоем. Вдоль меридионального отрезка течения р. Урала располагается весьма значительный грабен, в котором опущен карбон среди вулканогенной фации девона и магматических пород. Восточные части Южного Урала еще очень мало изучены, чтобы можно было бы набросать общую картину тектоники; здесь развиты главным образом сильно сжатые складки, прорезанные громадными массами магматических пород и разбитые продольными сбросами (фиг. 78).

Южнее расположены Мугоджары; на западе в бассейне реки Илека Яншин описывает надвиг кремнистых пород нижнего палеозоя на верхний девон, а также надвиги девона и нижнего палеозоя на нижнюю пермь, причем размеры их сравнительно небольшие — 5 — 6 *км*. Мугоджары представляют собой зону постепенного ослабления Уральских складок, хотя здесь мы также имеем значительные площади магматических пород, прорывающих палеозой (фиг. 79). К описанию тектонической структуры Урала следует добавить, что восточная его окраина перекрыта горизонтальными отложениями мела и палеогена. На Южном Урале поверх резко складчатых палеозойских отложений, метаморфических пород и магматических массивов залегают почти горизонтальные образования континентальной юры, меловых и палеогеновых отложений. Эти последние в районе Мугоджар все более и более перекрывают складки и наконец пол-



Фиг. 78. Разрез через восточную часть Южного Урала в районе Орска (по Петренко; упрощено).

1 — нижний девон; *2* — средний девон; *3* — франский ярус; *4* — фаменский ярус; *5* — турнейский ярус; *6* — визейский ярус; *7* — средний карбон; *8* — порфириты; *9* — граниты и гранодиориты; *10* — линии сбросов.



Фиг. 79. Схематический разрез западного склона Мугоджар в бассейне Илека (по Яншину).

1 — змеевики; *2* — граниты; *3* — кристаллические сланцы; *4* — кремнистая свита; *5* — верхний девон; *6* — карбон; *7* — артинские слои; *8* — кунгурские слои; *9* — уфимская свита; *10* — мел и палеоген; *11* — надвиги; *12* — сбросы.

ностью скрывают их в районе Чушкакульского кряжа и Больших Барсуков. Прилегающие к Уралу районы, занятые мезозоем, подверглись слабой складчатости, в значительно более позднее время, чем формирование всего хребта. Складки вытянуты меридионально и местами осложнены расколами и трещинами.

В основании всей стратиграфической серии Урала расположен докембрий, в котором можно различать следы не менее двух орогенических эпох. Эти древнейшие отложения еще не настолько нам хорошо известны, чтобы можно было бы об их тектонике высказаться сколько-нибудь определенно, но наличие орогенеза в конце протерозоя нужно считать почти доказанным. По последним исследованиям Горяиновой, Фальковой, Львова, Олли и др. в районе Южного Урала можно проследить поверх метаморфических сланцев (архей?) ряд свит, состоящих из грубо- и мелкообломочных пород — по большей части различных песчаников с прослоями сланцев и конгломератов. Изучение указанных пород дало повод Олли говорить, что материал, служивший для их образования, принесен с запада, с обширной горной страны, в которой Олли видит древнейшие поднятия Урала.

Относительно каледонского орогенеза на Урале дело обстоит немногим яснее. В последнее время начинают раздаваться голоса, что весьма значительные движения имели место в течение кембрия и особенно в его конце. Они обозначаются появлением очень грубых конгломератов и отсутствием морских отложений верхнего кембрия. Кроме того, следует отметить, что к этому моменту приурочивается очень энергичная магматическая деятельность. Эти данные наводят на мысль, что на Урале была весьма распространена салаирская фаза каледонской складчатости. Относительно более поздних ее фаз имеются только очень слабые намеки. Среди них отметим следующие: описываемое в последнее время несогласное залегание нижнего девона на верхнем силуре в районе Орска, а также приуроченность к этому контакту мощных масс эффузивов (силур-девонские альбитофиры), что является очень широко распространенным вдоль всего Урала. Наконец, следует указать на западном склоне Южного Урала несогласное залегание среднего девона на нижнем силуре и развитие в последнем обломочных пород. Однако, все эти данные не позволяют еще окончательно устанавливать в настоящее время на Урале каледонскую складчатость, хотя ее присутствие в некоторых случаях возможно. Значительные движения приурочены к верхнему девону, но они не имеют здесь признаков орогенической фазы. Появление среди московских слоев восточного склона конгломератов, прибрежных и лагунных пород при полном отсутствии всего верхнего карбона говорит об очень напряженных движениях астурийской фазы, вызвавших осушение всей этой зоны. На западном склоне в это время складчатость отсутствует.

Наиболее сильные движения были приурочены к нижнепермской эпохе; эту фазу орогенеза на Урале считают главной. Наконец, имеются все данные говорить о весьма крупных движениях надвигового характера в конце перми. Архангельский считает возможным относить разрешение скалывающих напряжений к киммерийской фазе, уральские же геологи настаивают на том, что надвиги

возникали в результате перерастания складкообразовательных процессов в разрывы, связанные с горизонтальными перемещениями.

Таким образом, складчатость затрагивает на Урале только палеозой. Более поздние образования залегают несогласно на древнем герцинском размытом фундаменте. Наиболее древние отложения этого рода — это слои с верхнетриасовой флорой (юг Башкирии, уже собственно к западу от Урала), залегающие несогласно на брахиантиклинальных структурах, одновременных орогенезу горной зоны. Затем к западу от Мугоджар мы имеем залегание на размытых надвигах слоев с флорой верхнего триаса. Юрские отложения известны в Большеземельской тундре, где они собраны в пологие складки. У Челябинска континентальная юра несет следы значительного погружения и довольно сильно дислоцирована. Таким образом, некоторые движения на Урале продолжались и в мезозое. Однако, уже мел, на Южном Урале лежащий резко несогласно на энергично смятом девоне и на магматических породах, почти совершенно не дислоцирован. Вдоль восточного склона складчатый и прорезанный магматическими породами палеозой перекрыт крайне полого падающими к востоку палеогеновыми отложениями.

Тектоника выражается не только изгибами слоев и различными их перемещениями по плоскостям разрывов; не в меньшей мере она выявляется магматической деятельностью, теснейшим образом переплетающейся с различными пароксизмами орогенеза. Эта сторона тектонической структуры представлена на Урале с совершенно исключительной полнотой.

Огромную роль играют на Урале всевозможные породы, начиная гранитами и кончая ультраосновными перидотитами и платиноносными дунитами. Не вдаваясь в петрографические подробности, нам необходимо установить характер их залегания и связь с тектоническими фазами образования Урала. Мы имеем здесь следующие их разновидности:

1. Породы гранитной группы, представляющие более или менее обширные батолиты, внедрившиеся либо в метаморфические, либо в осадочные толщи в середине каменноугольного периода или в перми. Гранитные породы составляют V зону Урала и протягиваются вдоль всего хребта, т. е. они связаны с определенной фазой орогенической деятельности. Кроме того, обширные гранитные тела прорывают осадочные породы VI зоны и широко развиты по всему восточному склону хребта. Гранитные породы и их щелочные разновидности — миаскиты и нефелиновые сиениты Миаса, Кыштыма и Уфалея связаны с многочисленными пегматитовыми жилами, к которым приурочены берилл, турмалин и другие минералы; при взаимодействии кислых и основных магм получаются пегматиты, богатые монацитом, цирконом и корундом. Кроме того, отметим щелочные пегматиты с рядом минералов (ильменит, циркон, пирохлор и др.).

2. Сиениты развиты слабо (наиболее известные находятся в горах Благодать и Высокой).

3. Породы диоритовой группы, куда относятся диориты и кварцевые диориты, развитые в районе горы Магнитной.

4. Породы группы габбро, связанные с III зоной Урала.

5. Породы ультраосновные — перидотиты, пироксениты и дуниты характеризуются своей платиноносностью, переходят частично в серпентины и заключают хромовые руды. Серпентины представляют собою по большей части измененные оливиновые породы; кроме того, с габбро-перидотитовой формацией связан ряд жильных пород.

6. Породы порфировой группы, в которых преобладают породы плагиоклазового ряда, т. е. порфириты и связанные с ними туфы.

Порфиры, развитые главным образом в Южном Урале, приурочены к нижнему карбону; в Среднем Урале они распространены в районе сиенитового массива горы Благодати. Что касается порфиритов, то их распространение на Урале является очень широким; излияния этих лав происходили, начиная от силура и кончая карбоном, и сосредоточивались главным образом в девоне; замечается сильный метаморфизм этих пород, причем туфы весьма часто превращены в зеленые сланцы.

7. Диабазы, давая эффузии и жильные образования, развиты широко по восточному склону, представляя собою проявления вулканизма почти в течение всего палеозоя.

Указанные выше магматические породы образовывались в течение почти всего времени существования Уральской геосинклинали. Первой фазой вулканизма явились мощные эффузии конца кембрия; за ними следовали излияния порфиритов подводного типа, сопровождавшиеся накоплениями туфов. Это имело место главным образом в силуре и девоне, продолжалось также и позднее. Изливались сначала базальты, затем андезиты и, наконец, дациты. Эти изменения соответствовали эпохе углублениям геосинклинали и первым движениям орогенеза. Кислые лавы извергались преимущественно в нижнем карбоне; к этому же времени относится также образование диабазов западного склона. Магматизм замирает в середине карбона и снова с исключительной силой возобновляется в верхнем карбоне. Последняя фаза выражается большей частью мощными интрузиями, что соответствует началу главной эпохи складчатости. Интрузии начались внедрением габбро-перидотитовой магмы; оно имело место в конце девона; часть этих пород сильно метаморфизована и дошла до нас в виде серпентинов, амфиболитов, тальковых и зеленых сланцев; интрузии сопровождались выделением металлов платиновой группы, а также образованием хромистого железняка, титано-магнетита, никеля и частью меди, а также асбеста и магнетита; кроме того, с интрузиями связан ряд цветных и драгоценных камней (алмазы, гранаты, хризолиты и др.). После этих интрузий произошло внедрение более кислой магмы (диориты, гранодиориты, сиениты), обусловившей появление магнитных железняков гор Благодати, Высокой и Богословского округа. Более кислые разности вызвали накопление серного колчедана, меди, серебра и золота. В конце карбона интрузии достигли максимальной напряженности и были представлены разнообразными гранитами. Условия залегания их и метаморфизма окружающих пород говорят о внедрениях в осадочные толщи во время сильнейших орогенических движений. Эта эпоха дала Уральскую золотоносную провинцию и месторождения ряда цветных металлов, драгоценных и поделочных камней. Последним этапом вулканизма на Урале, имевшим

место в конце карбона, является образование кислых жильных пород; дальнейших проявлений вулканизма на Урале не было, кроме излияния базальтов по р. Адзьве, у северной оконечности хребта Чернышева.

2. Стратиграфия палеозоя

В основании всех осадочных напластований Урала располагается свита метаморфических пород, повидимому, докембрийского, а именно **протерозойского** возраста, мощность которых на Южном Урале свыше 6000 *м*.

Эта свита представляет собою чередование кварцитов, доломитов, песчаников и грубых конгломератов, лежащих ниже кембрия и содержащих водоросли *Colenia*. По мнению Олли, наличие указанных пород свидетельствует о весьма крупных орогенических движениях, происходивших в течение верхнего протерозоя. Эти слабо метаморфизованные отложения покрывают несогласно кристаллические сланцы и гнейсы, прорванные гранитами возможно архейского возраста.

На Северном Урале, по данным Варсанофьевой, мы имеем внизу зеленые сланцы и кварциты, сильно метаморфизованные с интрузиями габбровых и гранитных пород. Все это крайне интенсивно дислоцировано и характеризуется уральскими простираниями складок. Вся метаморфическая полоса в западном направлении надвинута на девон, что можно видеть на реках: Унье, Подчереме и Щугоре. Палеозой лежит несогласно на древнем кристаллическом фундаменте, в котором мы можем констатировать не менее двух фаз складчатости.

В прежнее время нижний палеозой указывался на Урале в немногих пунктах, все же сильно метаморфизованные осадочные породы относились к девону; в настоящее время мы имеем уже все основания устанавливать на Урале не только полный силур, но и кембрий. В Южном Урале **кембрий** был найден в бассейне Сакмары в виде глыб известняков среди магматических пород и по тектоническим контактам. Эти ксенолиты, повидимому, были выброшены из глубин поднявшимися диабазами. В известняках были найдены различные водоросли и многочисленные археоциаты и плеченогие (*Kutorgina*), указывающие на среднекембрийский возраст. По данным Дингельштедта, средний кембрий с археоциатами имеется также у Тирлянского завода (верховья р. Белой). К кембрию относится, повидимому, ряд свит, описанных тем же автором и состоящих из песчаников, сланцев и филлитов с прослоями известняков, доломитов и мергелей, до 6000 *м* мощности. По мнению Олли, наличие обломочных пород, становящихся все более и более грубыми в западном направлении, говорит о существовании на западе обширной суши. В связи с этим он выдвигает идею о весьма значительных тектонических движениях, происходивших к западу от Урала в течение кембрия.

В самое последнее время кембрий найден также и на восточном склоне, где он содержит археоциаты и *Colenia*.

Гораздо больше, но все же недостаточно знаем мы об уральском **силуре**, развитом узкими полосами как по западному, так и по во-

сточному склонам Урала; вдоль первого из них мы имеем силур в полном своем развитии, тогда как вдоль восточного склона обнаружен пока лишь верхний силур. Установление силура вдоль западного склона принадлежит последнему времени; ранее, согласно Чернышеву, эти породы относились к нижнему девону.

Прежде всего следует отметить, что Хабаков указывает в районе Урал-тау (Южный Урал) в основании силура свиту зеленоватых песчаников и конгломератов, мощностью в 700—900 *м*, содержащих основные эффузивы и туфы и являющихся сильно филлитизированными; по мнению Хабакова, песчаники дюнного происхождения и соответствуют верхам кембрия и низам силура.

Ордовичские слои, развитые только на западном склоне Урала, начинаются в районе Урал-тау кварцевыми песчаниками и песчаниковыми сланцами (200—280 *м*), в верхней части которых встречаются формы тремадокского яруса (трилобит *Euloma Blochini*, плеченогие *Obolus Apollinis* и *Acrothyra Chabakowi*); выше лежат туффитовые сланцы с линзами известняков, обогащающиеся вверху кислыми эффузивами (1200—1500 *м*). Подобные породы наблюдаются вдоль всего западного склона, причем ордовичские слои особенно хорошо развиты в верховьях Печоры и по берегам р. Косьвы, Уньи и Ылыча. Отсутствие ордовиция на восточном склоне, возможно, зависит от недостатка наших знаний и огромного распространения там магматических пород.

К ордовицию и верхнему кембрию следует относить также ашинскую свиту западного склона Южного Урала, представленную кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями сланцев, доломитов и грубых конгломератов, мощностью до 1000 *м*, заключающую в верхней части трилобитов (*Asaphus*), плеченогих и цистоидей. Кроются эти породы непосредственно средним девоном.

Готландские слои, широко развитые на Южном Урале, представлены кремнистыми граптолитовыми сланцами; они заканчиваются накоплением диабазовых и кератофировых покровов мощностью в 1200 *м*, соответствующих верхам силура и половине нижнего девона. К северу мы имеем в готланде рифовые известняки с *Halysites*, *Favosites* и *Stromatopora*; кроме того, для верхов уральского готланда очень типичен трилобит *Bumastus*, а также широко распространенный *Pentamerus vogulicus*.

На восточном склоне готландские слои очень сильно метаморфизованы, заключают громадное количество основных пластов эффузивов, туфов и туфогенных пород и чрезвычайно сильно прорезаны позднейшими интрузиями и излияниями, что делает их изучение крайне трудным. Они сложены известняками, покровами лав и туфогенными породами, причем первые содержат *Pentamerus oblongus*, *P. vogulicus* и *Bumastus*.

Девон представлен на Урале крайне полно и разнообразно, при этом очень различно на западном и восточном его склонах. В прежнее время Чернышев относил к девону громадную толщу пород западного склона, в которой ныне мы выделяем, кроме того, силур, кембрий, и протерозой.

В настоящее время вопрос о нижнем девоне на Южном Урале (западный склон) пересматривается, так как многие толщи песчаников, считавшиеся континентальным нижним девоном, ныне

оказались нижним силуром или еще более древними породами (Львов). Жединский ярус на Южном Урале выражен в герцинской фации — мы имеем здесь светлые известняки, главным образом рифовые, с фауной открытого моря: *Karpinskya conjugula*, *Pentamerus Sieberi*, *Spirifer uralo-altaicus* и др. Подобное же развитие нижнего девона характерно и для кобленцского яруса, в котором имеются такие же известняки с *Karpinskya consuelo*, *Spirifer irbitensis* и др. Герцинское развитие нижнего девона может быть прослежено от Сакмары на юге до центральных частей Среднего Урала на севере. На Северном Урале герцинским является лишь жединский ярус, в кобленцском же развиты серицитовые сланцы и черные известняки. В хр. Чернышева нижний девон представлен коралловыми известняками.

На восточном склоне Южного Урала девон начинается покровами лав и туфов, о которых мы уже говорили при описании силура; они кроются знаменитыми орскими яшмами — чрезвычайно красивым поделочным материалом; яшмы замещаются в горизонтальном направлении кремнистыми сланцами и туфами. Здесь же мы имеем покровы альбитофиров и туфов с прослоями коралловых известняков и сланцев. В Среднем Урале нижний девон сложен громадными массами основных эффузивов и туфов с прослоями известняков, заключающих фауну герцинского типа; то же характерно для нижнего девона Северного Урала.

Переходим к среднему девону западного склона; мы различаем здесь известняки эйфельского яруса с *Calceola sandalina* и *Pentamerus baschkiricus* — формой, неизвестной в Европе, но весьма типичной для всей Урало-Тянь-шаньской геосинклинали. Мощность этих пород определяется немногими десятками метров. Живетский ярус сложен известняками небольшой мощности со *Stringocephalus Burtini*. На восточном склоне средний девон имеет такой же вулканогенный характер, как и нижний. Так, на Южном Урале мы встречаем альбитофиры и туфы с прослоями известняков; те же лавовые покровы и туфы с прослоями рифовых известняков слагают девон и восточного склона Среднего Урала. На Северном Урале (восточный склон) в среднем девоне развита толща граувакковых песчаников и конгломератов, переслаивающихся с основными лавами и туфами, мощностью в 4500 *м*.

Верхний девон западного склона построен очень пестро: франский ярус состоит из известняков с богатой фауной аммонитов, кораллов, плеченогих (*Spirifer Archiaci*, *Sp. disjunctus*, *Rhynchonella cuboides*) черных известняков и горючих сланцев («доманика») с *Manticoceras intumescens*, *Tornoceras simplex* и другими аммонитами; особую фацию представляют темные глинистые известняки со *Spirifer katavensis*. В фаменском ярусе мы имеем светлые известняки со *Spirifer Archiaci* и *Pugnax pugnus*, а также известняки с *Clymenia* и нормальными аммонитами (*Tornoceras*, *Sporadoceras*). В Среднем и Северном Урале клименевые известняки отсутствуют, причем на Северном Урале широкое развитие получают сланцы и битуминозные известняки с аммонитами.

На Южном Урале, в бассейне Сакмары и Таналыка, верхний девон выражен своеобразно: мы имеем здесь песчаники зилаирской свиты, содержащие растительные остатки и чередующиеся

с прослоями известняков с фауной франского и фаменского ярусов; Хабаков определяет мощность этих песчаников в 2000—2500 *м*.

Верхний девон восточного склона отличается присутствием большого количества песчаников и сланцев, которых мы не имеем в более древних слоях девона и которые переслаиваются с кварцевыми альбитофирами, порфиритами, туфами и конгломератами. Среди обломочных пород встречаются растительные остатки. Общая мощность уральского девона достигает 6000 *м*, причем эта цифра характеризует восточный склон Урала.

Каменноугольная система распространена на Урале вдоль его западного и восточного склонов при значительном отличии типа его развития на обоих склонах.

Нижний карбон начинается в бассейне Чусовой серыми известняками в 200 *м* мощности с *Productus mesolobus*, *Pr. Panderi*, *Spirifer medius*, определяющими нижние горизонты турнейского яруса. В Среднем Урале между р. Яйвой и Свердловском известняки покрываются угленосной толщей, состоящей из глин и глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков и содержащей в верхней части прослои и линзы лимнических углей, разрабатываемых в Кизеловском районе.

Морские прослои верхней части толщи заключают уже визейскую фауну (*Productus giganteus*). Угленосные породы покрываются известняками с *Productus giganteus* внизу и *Pr. striatus* вверху. К югу от Свердловска угленосная свита выклинивается, замещаясь кварцевыми песчаниками, а на Южном Урале сложной серией песчаников, сланцев и кремнистых пород с аммонитами.

К северу от Вишеры угленосная свита замещается глинистыми сланцами и углистыми и кварцевыми песчаниками и конгломератами. Такая песчано-глинистая фация прослеживается в бассейны Ылыча, Кось-ю и Адзьвы. Породы эти лежат на турнейских известняках и покрываются визейскими.

Нижний карбон восточного склона сильно отличается от описанного выше типа. На Южном Урале, в бассейне Урала, по данным Либровича, карбон начинается свитой основных эффузивов, кварцевых порфиров и туфов с прослоями известняков и кремнистых пород с турнейской фауной (1000 *м*). Над этой свитой залегают светлые и темные известняки с прослоями спилитов, порфиритов и трахитовых порфиров и туфов, мощностью около 2000 *м*; фауна указывает на визейский ярус (*Productus giganteus*, *Spirifer bisulcatus*). К востоку от Магнитогорска в основании карбона лежит песчано-сланцевая толща с прослоями паралических углей и накоплениями эффузивов и туфов, кроющаяся визейскими известняками. К северу мы видим тот же тип пород с той разницей, что количество лавовых пластов является меньшим.

Средний карбон западного склона выражен не совсем ясно; в его основании залегают известняки со *Spirifer bisulcatiformis*, которые покрываются московскими известняками (100 *м*) со *Sp. priscus*, кораллами и фораминиферами (*Stafella*, *Fusulinella*). В бассейне Чусовой средний карбон достигает 200—300 *м* мощности и состоит из бедных фауной розовых и серых известняков, причем типичный *Spirifer mosquensis* не встречается; в известняках наблюдаются прослои конгломератов. На Северном Урале, по

данным Чернова, средний карбон сложен известняками в 100 *м* мощности со скудной фауной.

Совершенно иной характер носит средний карбон восточного склона Урала, имеющий в районе Магнитогорска, по данным Либровича, мощность в 700—1000 *м* и сложенный известковистыми песчаниками и известняками. Севернее, в Среднем Урале, средний карбон начинается известковыми конгломератами со *Spirifer mosquensis*, выше которых залегают сланцы и песчаники с растительными остатками, трепеловидные породы и глины с гипсом. Следы резкого поднятия геосинклинальной зоны выявляются здесь очень отчетливо.

Стратиграфия верхнего карбона, распространенного исключительно вдоль западного склона Урала, в настоящее время не является окончательно установленной; в литературе существует ряд несогласованных и трудно примиримых между собою взглядов, касающихся как разделения верхнего карбона, так и отграничения его от артинского яруса нижней перми. Работы Раузер-Черноусовой и Руженцева проливают значительный свет на стратиграфию верхнего карбона Южного Урала, для более же северных районов существует еще значительный разнобой во взглядах. Для ознакомления с характером верхнего карбона и его отношением к перми возьмем разрез бассейна Сакмары на Южном Урале, описываемый Руженцевым. Следует отметить, что в этом районе карбон сложен песчаниками и сланцами флишевого типа с огромными глыбами скал, которым Руженцев придает ледниковое происхождение. Эти отложения могут быть разделены на основании фауны аммонитов точно так же, как и покрывающие их слои верхнего карбона и нижней перми.

Верхний карбон Южного Урала, по Руженцеву, состоит внизу из грубообломочных пород — конгломератов и песчаников, сменяющихся выше голубовато-серыми глинами и песчаниками, которые кроются брекчиями ледникового и оползневого происхождения. Фауна здесь представлена различными аммонитами (*Pronorites*, *Uddenites*, *Shumardites* и др.), а также фораминиферами (*Triticites* и *Quasifusulina*). Общая мощность — 800 *м*. Эти слои кроются песчаниками, глинами и известняками (110 *м*) со *Schwagerina princeps*, *Pseudofusulina*, *Agathiceras*, *Metalegoceras*, которые Руженцевым, согласно прежним работам Каршинского, относятся к основанию перми и выделяются в особый «сакмарский» ярус. В районе Уфимского плато, на реках Юрезани и Уфе, верхний карбон сложен рифовыми известняками, мощностью в 1000 *м*, заключающими *Spirifer cameratus* и *Omphalotrochus Whitneyi*. Эти известняки сменяются в восточном направлении «артинскими» песчаниками и сланцами; очевидно, мы имеем здесь ту же фацию верхнего карбона, что и на Сакмаре. Не лишено вероятия также и то, что верхние части известняков, действительно, параллельны артинским слоям, но по фауне плеченогих доказать это очень трудно, так как последние очень мало характерны для дробных подразделений пограничных слоев карбона и перми.

На Северном Урале верхний карбон представлен известняками в 200—250 *м* мощности, на Полярном же Урале он, по данным Варсанофьевой и Иорданского, отсутствует.

На восточном склоне Урала верхний карбон отсутствует совершенно.

Пермская система развита только вдоль западного склона Урала. О границе ее с карбоном уже говорилось выше, что она еще установлена недостаточно точно; как мы уже видели, Руженцев устанавливает в ее основании новый «сакмарский» ярус, в который он включает слои со *Schwagerina princeps*. Выше располагается артинский ярус. Вся эта серия залегает согласно.

Артинский ярус образован обломочными породами флишевого типа — глинистыми сланцами, песчаниками и известняками, отложившимися в предгорной впадине подымавшегося Уральского хребта. Общая мощность их колеблется от 1000 до 2000 *м*. Фауна яруса представлена преимущественно аммонитами — *Medlicottia artiensis*, *Pronorites praepermicus*, *Parapronorites permicus*. Плеченогие имеют верхнекаменноугольный характер (*Productus cora*, *Spirifer fasciger* и др.). На Северном Урале артинские отложения достигают мощности в 2000 *м* и состоят из тех же глинистых сланцев и песчаников, к которым в верхней части присоединяются прослои паралических углей Печорского бассейна (р. Кось-ю). Несколько западнее артинские слои выражены в фации известняков, главным образом рифовых (р. Юрезань, р. Белая) с фауной *Pseudofusulina*.

Кунгурский ярус связан непосредственно с верхними частями артинского, но сложен породами другого типа; мы имеем здесь доломиты с гнездами ангидрита и гипса, а также сплошные штоки ангидрита и гипса. В верхних частях при переходе к уфимским континентальным отложениям располагаются громадные залежи каменной соли (Соль-Илецк к югу от Оренбурга) и калийных солей — сильвинита KCl и карналлита $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (Соликамск). Мощность карбонатных и галогенных пород кунгурского яруса невелика — 200—500 *м*; фауна их очень бедная— *Bacquewillia ceratophaga*, *Astarte permocarbonica*, *Productus cora*. Кверху галогенные породы сменяются ярко окрашенными мергелями с гипсом, красными глинами и грубыми конгломератами из пород древнего палеозоя только что поднявшегося Урала. Эти континентальные образования, составляющие уфимскую свиту, в настоящее время относятся к верхней части кунгурского яруса. Их мощность вблизи Урала очень велика — 2000—3000 *м*, к западу она быстро падает. Уфимская свита наибольшего своего развития достигает к югу от Уфы; к северу ее мощность падает до 200—300 *м*, причем в районе Перми она замещается доломитовыми плитняками. В бассейне Печоры кунгурский ярус представлен обломочными породами флишевого типа с прослоями паралических углей; кое-где встречаются породы озерного и дельтового происхождения.

Верхняя пермь вдоль западного склона Урала и Мугоджар сложена исключительно континентальными породами. К югу от р. Вишеры — это красноцветные глины, песчаники и мергеля, относящиеся к казанскому ярусу (белебеевская свита). В основании указанных пород располагается горизонт песчаников, обогащенных медными рудами (медистые песчаники). В бассейне Печоры верхняя пермь состоит из песков, глинистых сланцев и конгломератов серых тонов с прослоями каменных углей лимнического типа, которые развиты по Ылычу, Кожиму, Кось-ю, Уссе, Воркуте, обра-

зуя огромный Печорский угленосный басенсй. Угленосная свита заключает флору, родственную гондванской (*Cordaites*, *Noeggerathiopsis*, *Gangamopteris*, *Ginkgophyllum*). Кроются эти породы пестроцветными мергелями и конгломератами.

3. Мезозойские и кайнозойские отложения

Триас на Урале неизвестен за исключением найденных Яншиным и Вахрушевым в бассейне р. Сакмары песчано-глинистых пород с остатками верхнетриасовой флоры, лежащих на резко размытой поверхности складок. Подобные же образования встречены были на размытой поверхности надвигов в западной части Мугоджар. Верхнетриасовая флора отмечается также в Челябинском угленосном бассейне ниже лейасовой.

Юрские отложения примыкают к Уралу с запада в районе Большеземельской тундры, о чем уже приходилось говорить во II части, главе V этой книги.

Южнее известны мелкие выходы юрских глин к востоку от Камы в районе Чердыни. Юра очень хорошо развита между Уралом и Илеком в Оренбургской области. Она начинается здесь континентальными кварцевыми песками и песчаниками, которые следует поставить в параллель с теми континентальными отложениями д о г г е р а, которые имеются в Эмбенском бассейне и заключают там нефть. К е л л о в е й, о к с ф о р д и к и м е р и д ж очень маломощны и сложены песчаниками, заключающими богатую фауну, несколько отличающуюся от той, которая встречается в породах этого возраста в Поволжье. В в о л ж с к о м ярусе залегают горючие сланцы и известняки с виргатитами. Общий характер оренбургской юры — прибрежный, что выражается в обильном развитии песчаников.

В Южном Урале поверх складчатого палеозоя и магматических пород мы видим юрскую континентальную толщу, которая изучалась подробно в последнее время Безруковым и Яншиным. Юрские породы залегают здесь в синклиналях палеозоя на древней латеритовой коре выветривания змеевиков. Основание континентальной юры составляют бокситы, отложенные в озерно-болотных бассейнах, и связанные с ними бобовые железные руды и пестрые глины. Подобного рода образования, по данным Яншина, широко развиты по восточному склону Мугоджар. На окраине площади, занятой юрой и вулканическим девоном, залегают мощные железные руды Халилова в виде бурых железняков, обогащенных никелем и хромом. Выше располагаются разнообразные породы — грубые конгломераты, галечники, пески, местами окрашенные в яркие цвета, глины. Общая мощность континентальных отложений юры достигает 100—120 *м*, они делятся на две толщи, из которых верхняя имеет большее распространение и сложена более грубыми галечниками; это, по мнению Яншина, свидетельствует о крупных подвижках в юре. Флора была найдена исключительно в нижней толще континентальных юрских пород; здесь преобладают хвойные и папоротниковые *Hausmannia*, *Podozamites*, *Cladophlebis*, что заставляет отнести нижнюю часть континентальной свиты к в е р х н е м у л е й а с у, а верхнюю — к д о г г е р у.

На восточном склоне Урала юрские континентальные отложения развиты в районе Челябинска, где они состоят из глин, песчаников и конгломератов свыше 1500 *м* мощности; в верхних частях свиты залегают каменные угли. Здесь найдены остатки растений *Ginkgo sibirica*, *Podozamites* и другие формы, указывающие на рэтский, нижнелейасовый и триасовый возраст. Таким образом, Челябинская юра древнее южно-уральской. Эти породы весьма сильно дислоцированы, повидимому, в связи с андийскими движениями.

На севере в бассейне Сосьвы располагаются изученные Иловайским морские кимериджские и нижневолжские образования — пески и глины. Нижневолжские глауконитовые пески и песчаники заключают местную аммонитовую фауну (*Pavlowia vogulica*, *P. jatriensis*) и слабо изогнуты в пологие складки.

Меловые отложения развиты в тех же районах, что и юрские. На юге в а л а н ж и н представлен фосфоритами, а в районе Орска— песчаниками, глинами и грубыми галечниками. В б а р р е м е развиты глины и мергеля. Породы а п т а налегают резко трансгрессивно как на юру, так и на неоком и состоят из песчаников, переходящих в галечники с прослоями фосфоритов. Верхние части аптской толщи сложены глинами с септариями и плитчатыми песчаниками, выше которых располагаются а л ь б с к и е пески; в верхних частях последних встречаются платаны, указывающие на с е н о м а н с к и й возраст. Отложения турона и коньяка как будто отсутствуют в области западного склона Урала, зато с а н т о н развит широко в виде фосфоритов с губками, мергелей и опок. Острова опок с *Pteria tenuicostata* отмечены в среднем течении р. Уфы (устье р. Сима). К а м п а н залегает трансгрессивно на более древних породах и представлен глинами с *Belemnitella mucronata*, в районе Актюбинска переходящими к кварцевые и глауконитовые пески. М а а с т р и х т выражен белым мелом и мергелями; его присутствие обнаружено в грабене в бассейне р. Белой. Таким образом, в бассейне среднего течения Урала мезозой представлен в высшей степени полно, что указывает на более или менее постоянное существование моря к западу от Урала и на явления сильного погружения южной части Урала в конце мелового периода.

На крайнем севере — в Большеземельской тундре известны выходы мергелей и опок с *Pteria tenuicostata*.

Вдоль восточного склона Урала известен ряд выходов меловых пород. В бассейне р. Сосьвы над волжскими слоями залегают неокомские прибрежные породы с бурым углем. В том же районе Федоровым обнаружены черные и зеленые глины с бакулитами и скафитами (кампан). В Нижнетагильском округе под морским палеогеном мы видим пески с *Belemnitella*. Песчано-глинистые породы с сеноманской флорой по р. Аяту заполняют углубления в палеозое, частью же лежат на континентальной юре. В Алапаевском районе обнаружен верхний мел в континентальном развитии. Морские верхнемеловые отложения протягиваются вдоль всего восточного склона Урала и указывают на соединение морей крайнего севера с бассейнами, широко разливавшимися по обе стороны Мугоджар. В районе Халилова над юрскими глинами залегают песчано-глинистые породы, относимые некоторыми геологами к сеноману, выше

которых располагаются глауконитовые мергеля с *Belemnitella lanceolata* (маастрихт).

Палеоген весьма широко развит к востоку от Урала, где он занимает весь бассейн Оби и залегает вблизи хребта то на мезозое, то непосредственно на складчатом палеозое. Стратиграфию всей этой обширной области мы рассмотрим позднее при описании строения Западно-Сибирской равнины.

На Южном Урале, по данным Яншина, имеются выходы палеоцена, представленного песчаниками и песками с фауной саратовских караваев, а также сызранскими опоками и коралловыми рифами, построенными на гребнях древних складок. Эта фация имеет совершенно своеобразный характер, так как мы еще нигде не видали палеоценовых рифов, в особенности в умеренных широтах. По данным Яншина, вдоль западного склона Урала развиты континентальные пески и песчаники с эоценовой флорой, которые в прежнее время относились некоторыми геологами к миоцену.

Неоген широко распространен в Западно-Сибирской низменности и представлен разнообразными континентальными отложениями. Мы их рассмотрим, когда будем говорить об этой области в одной из следующих глав.

Что касается **четвертичных** пород Урала, то севернее параллели г. Перми имеются морены и продукты деятельности флювио-гляциальных вод. На Северном Урале предполагается наличие двух оледенений, центры которых располагаются на Северном Урале и на Новой Земле. С обеих сторон хребта широко развиты морские бореальные отложения и синхроничные им образования озерного типа. Южнее границы оледенения встречаются лишь элювиальный покров на горах в виде различных каменистых россыпей и террасовые отложения вдоль рек.

4. История развития

Нам неясны судьбы Урала в протерозое; мы можем только утверждать, что в это время существовал геосинклинальный режим. Доказательством тому служит наличие сильно метаморфизованных осадочных пород, интенсивная их складчатость и большие интрузии. В каком соотношении стоят эти образования к докембрийскому фундаменту Русской платформы, мы сказать не можем. О наличии в конце протерозоя эпохи орогенеза мы можем говорить утвердительно. Таким образом, мы устанавливаем, что геосинклинальный режим на Урале существовал еще в протерозое, так что мы нашими наблюдениями захватываем лишь вторую половину жизни геосинклинали.

В кембрии накопление обломочных толщ продолжалось в особенности на западе, причем наиболее интенсивно этот процесс шел в начале и в конце кембрия, это выдвигает вопрос об очень напряженном орогенезе к западу от современного Урала (Палео-Урал Олли) в кембрии; это могло бы соответствовать каким-то очень ранним фазам каледонской складчатости. Отложение происходило частью в очень мелком море, частью в прибрежной полосе и на суше в условиях крупного геосинклинального прогибания.

Если этот орогенез действительно имел место, то с начала силура

мы должны представить себе новые погружения геосинклинали, вернее ее западной периферии, так как остальная часть ее скрыта горизонтальным покровом Западной Сибири. Мы можем охарактеризовать силурийское море как открытое, с зоогенным осаждением на западе, где развивалась богатейшая жизнь и где строили свои рифы кораллы и табуляты. Восточнее шло усиленное прогибание морского дна, сопровождавшееся интенсивным излиянием основных лав и образованием туфов. Очевидно, имели место подводные вулканические извержения, что и вызывало постоянные переслаивания лав, туфов и осадочных пород. Картина углубляющегося геосинклинального прогиба здесь выявляется очень четко. У нас мало данных о том, что происходило в Уральской геосинклинали в эпоху каледонской складчатости. Вполне возможно, что орогенез имел место в бассейне Сакмары, где мы видим местами несогласное налегание среднего и нижнего девона на нижний силур. Этот момент отличается на Урале очень интенсивными вулканическими извержениями, причем изливались кислые лавы (кварцевые альбитофиры), вероятно, из вулканов центрального типа. Во всяком случае у нас еще нет положительных данных, которые могли бы решить вопрос о наличии на Урале каледонской складчатости большого масштаба, отзвуки же таких движений земной коры нащупываются вполне определенно. Можно думать, что в это время в геосинклинали были поднятия, вызвавшие появление островов и весьма пестрое распределение фаций в начале девона. С начала девона прогиб геосинклинали возобновился с новой силой: это доказывается совершенно исключительным подводным вулканизмом, который был приурочен к полосе восточного склона современного Урала. Сначала изливались лавы основного состава, затем стали появляться и более кислые их разности. Постепенно фациальный рисунок девонского моря начал усложняться, при этом следует помнить, что на Урале так же, как и в любой крупной геосинклинали, весьма различные фации могли сосуществовать рядом. Конец девона отличается максимально сложным распределением фаций, говорящим о дифференциальных движениях в геосинклинали — весьма значительные поднятия сопровождались не менее крупными опусканиями; поднимались и исчезали архипелаги островов в условиях энергичной вулканической деятельности; особенно нужно отметить постепенное обмеление на восточном склоне и появление обломочных пород. Это было первой подготовкой к орогенезу, — и, действительно, в среднем девоне мы имеем основные интрузии — образование габбро-перидотитовой формации, отвечающей первым фазам складчатости; процесс сопровождался интенсивным излиянием основных лав, сменявшихся затем более кислыми разностями.

Сильные движения конца девона вырисовываются и иначе: на Южном Урале в его западной части отлагаются континентальные породы зилаирской свиты, причем факт переслаивания ее с морскими отложениями говорит об очень неустойчивом положении линии берега. Повидимому, в этот момент были приподняты какие-то древние массивы, расположение которых от нас ускользает.

В начале карбона морской режим распространился широко по всей геосинклинали, только местами существовали болотистые острова и происходило образование паралических углей.

Наибольшее поднятие имело место в Среднем Урале, т. е. в области, прилегающей к предполагаемой Уфимской глыбе; здесь мы видим появление на обширной территории континентальных пород и лимнических углей, что свидетельствует о возникновении в этом районе низкой суши, покрытой болотами и озерами, в которых и происходило углеобразование. Процесс шел на рубеже турнейского и визейского веков; позднее началось общее опускание, вызвавшее затопление этой суши визейским морем. Как мы в дальнейшем увидим, визейская трансгрессия представляет собою явление очень широко распространенное; об ней уже была речь при описании стратиграфии Подмосковного бассейна. В это время в центральных частях геосинклинали шло накопление очень мощных толщ карбонатных пород при постоянном прогибе дна, сопровождавшемся массовыми подводными излияниями сначала основных лав, а затем и кислых. К концу динантской эпохи вулканические явления затихают. Замечательные события приурочиваются к московской эпохе, когда намечаются очень сильные поднятия на востоке; это видно из образования обломочных пород на восточном склоне Урала, указывавших на наступавшее мелководье, переходившее затем в лагуны, в которых отлагались гипсы. Эти же движения в значительной степени повлияли и на литогенез в западной приплатформенной части геосинклинального бассейна. Мы видим и уменьшение мощности пород, и пачки конгломератов, и меньшую населенность моря. На востоке в это время возникали надвиги, чем объясняется, по словам Либровича, наличие известняковых брекчий на значительном пространстве. Московские движения, очевидно, являлись следствием судетской фазы, которая, однако, не была главной на Урале. Орогенические движения, сопровождаемые исключительно мощными интрузиями гранитов и интенсивным метаморфизмом, возрастали в своей силе в течение уральской эпохи в зоне восточного склона; на это время падают крайне напряженные процессы внедрения кислой магмы в осадочные породы. Интрузии прорезывали при этом всю толщу палеозоя, а также прежде образовавшиеся основные интрузии габбро-перидотитовой формации и многочисленные лавовые покровы — кислые и основные. Все это определяет исключительную сложность геохимического взаимодействия гранитной магмы с осадочными породами и ранее внедрившимися уже остывшими магматическими; вполне ясно, что и результаты всего этого взаимодействия в виде минерало- и рудообразований были очень различными. К этой же эпохе относится и новая вспышка наземного вулканизма, когда изливались порфиры и другие лавы кислого ряда.

Мощный орогенез центральной части геосинклинали вызвал весьма заметное сужение ее западной полосы, в которой продолжалось зоогенное отложение и образование мшанковых и коралловых рифов. В начале пермского периода орогенез захватывает оставшуюся часть геосинклинали, причем в краевой части Русской платформы возникает узкая предгорная впадина, принимающая характер вторичного геосинклинального прогиба, который заполнялся мощными накоплениями песчаного, глинистого и галечникового материала; к западу продолжаются отложения зоогенных пород, так как предгорный прогиб перехватывал поступавшие с горной

системы продукты ее разрушения денудационными силами. Кроме того, нужно отметить, что побережье артинского моря было ареной нагромождения грубых выносов из горных ущелий, обвалов скалистого берега и дельтовых накоплений, а также того обломочного материала, который выносился короткими реками из воздвигнутого берегового хребта, шедшего вдоль морского побережья [1].

Современные речные долины, по словам Хабакова и Руженцева, в точности следуют древним галечниковым выносам; это, очевидно, объясняется большой податливостью рыхлых галечников размыванию по сравнению с твердыми коренными породами. Таким образом, некоторые современные геоморфологические особенности страны были предопределены событиями, происшедшими еще в конце палеозоя.

Артинское море протягивалось вдоль западного склона Урала и соединяло полярный пермский бассейн с Тетисом. Западнее оно было обогащено солями и имело характер полузамкнутого бассейна, в то время как вдоль Урала в нем могла развиваться богатая фауна аммонитов, как известно, не переносивших изменения в солевом режиме моря. С этого времени Уральская геосинклиналь как область прогибания земной коры перестала существовать: тенденция к опусканию сменилась тенденцией к поднятию, выражавшейся в создании складчатого хребта и в эпейрогеническом его вздымании. Это немедленно сказалось и на режиме моря — оно начинает замыкаться и распадается на отдельные лагуны, в которых происходит гигантское соленакопление, доходящее до предела галогенного процесса. Известно, что соли выпадают в порядке от наименее растворимых соединений к наиболее растворимым: сначала ангидрит и гипс, затем — хлористый натрий, в конце же всего процесса осаждаются соли калия и магния (сильвинит, карналлит и др.). Это солеобразование захватило всю огромную область от Соликамска на севере до Астрахани на юге, от Урала на востоке до Донецкого бассейна на западе. Дальнейшее развитие Урала происходило в виде мощного эпейрогенического поднятия, сопровождавшегося, вероятно, и складкообразованием, постепенно переросшим в различные явления надвигания. В результате этих поднятий и связанных с ними энергичной эрозии и денудации и стал создаваться высокогорный рельеф Урала; при этом из горных хребтов выносилось огромное количество крупного и мелкого обломочного материала, образовавшего толщи уфимской свиты. Накопление его шло очень интенсивно вблизи Урала, тогда как западнее еще сохранялись последние лагуны исчезавшего кунгурского моря.

Рассмотрение характера континентальных отложений верхней перми показывает, что в эту эпоху Урал был уже в достаточной степени понижен; оказались вскрытыми основные интрузии и метаморфические свиты, из которых вымывались и переносились на равнину медные и хромовые соли. Появление в начале триаса грубых конгломератов бузулукской свиты, распространенных от верховьев Вятки и Ветлуги до оз. Баскунчака, говорит о новом возобновлении движений на Урале и о создании вновь высокогорного хребта, подвергавшегося усиленному размыванию. К этому времени

[1] Подобного рода хребты обычно называют «кордильерами» по аналогии с цепью Кордильер в Америке.

следует отнести возникновение крупнейших надвигов, расколов и сдвигов, которые образовывались, как утверждают уральские геологи, в результате складчатости и даже в условиях еще не застывших гранитных магматических тел. Мы не можем согласиться с Архангельским, считающим, что уральские надвиги произошли в киммерийскую фазу складчатости в условиях уже совершенно жесткой структуры складчатой зоны. Этому противоречат и только что указанные положения о характере надвигов, и появление наибольшего количества продуктов разрушения в начале триаса, а не в начале юры (континентальные толщи лейаса и доггера приурочены только к бассейну Эмбы и отчасти Урала), и факт налегания отложений с флорой не моложе верхнего триаса на размытую поверхность уральских складок. Нужно вспомнить, что окончание орогенеза на Урале очень сильно отразилось и на восточной части Русской платформы образованием валов, брахиантиклинальных структур и прогибов между этими зонами поднятий. Общее поднятие Урала сказалось на платформе также общим ее поднятием, чем и объясняется отсутствие на ней морских отложений первой половины мезозоя.

Повидимому, уже в течение нижнетриасовой эпохи Урал был в достаточной степени пенепленизирован, о чем мы заключаем из отсутствия средне- и верхнетриасовых обломочных пород как на Урале, так и на Русской платформе; во всяком случае нельзя говорить, как это иногда делается, что созданный в верхнем палеозое Урал разрушался в течение всего мезозоя и что даже современный Урал в смысле рельефа представляет остаток палеозойской горной системы. Киммерийская же складчатость проявилась на Урале поднятиями в области Южного Урала и Мугоджар, результатом чего было массовое накопление кварцевых песков, широко распространенных в бассейнах Эмбы, Уила, Илека и Урала. На востоке в это время шло интенсивное углеобразование (Челябинск), а также переотложение существовавшей здесь ранее латеритной коры выветривания и накопление железных руд (Халилово) и бокситов.

Юрские трансгрессии мало коснулись Урала: с запада мы видим берег того моря, которое покрывало Русскую платформу; его существование очень хорошо выявляется на Печоре и в районе Оренбурга полосой мелководных песчаных отложений. Урал и Новая Земля были полуостровом в юрском море, зашедшем с востока в бассейн Оби; вероятно, северное продолжение центральных и восточных зон Урала было в это время уже опущено. Примерно такую же картину мы видим и в нижнемеловую эпоху. В это время произошли сравнительно слабые движения, собравшие в пологие складки юрские образования. Иначе дело обстояло в верхнем мелу, когда с запада в сантоне, а с востока в кампане существовало морское покрытие. Район Южного Урала, определяемый в настоящее время широтным направлением поперечной долины р. Урала, испытал значительное опускание, благодаря чему Мугоджары были отделены от всего остального Урала проливами верхнемелового моря с рядом островов. В палеогене море захватывает всю восточную окраину современного Урала и проникает в район долины р. Урала на этом участке, где происходили опускания и в верхнемеловую эпоху.

Неоген характеризуется существованием к востоку от Урала многочисленных озерных бассейнов, на западе же в это время отлагались кварцевые пески. Можно думать, что в это время Урал совместно со всей Русской платформой испытал большое поднятие как отзвук альпийского орогенеза, в результате чего и появились обломочные породы на западе от зоны поднятия. Каково было это поднятие, насколько оно было велико — мы сейчас еще не имеем представления. К началу четвертичного периода возвышенности снова были превращены в равнину вроде той, которая располагается поверх древней складчатой зоны в районе Свердловска.

В четвертичном периоде Новая Земля и Северный Урал испытали двукратное оледенение; северное окончание Уральской складчатой зоны было затоплено морем, которое и в настоящее время сохранилось в виде Карского моря. В рисскую ледниковую эпоху на Урале имело место неравномерное поднятие; приподнятыми оказались Северный и Южный Урал, тогда как Средний остался попрежнему на положении пенеплена; вероятно, это обстоятельство связано с тем, что поднимались те части складчатого пояса, которые отстояли далее от мало подвижной Уфимской глыбы. В настоящее время происходит врезание речных долин в приподнятые древние остовы и формирование современного рельефа, который является молодым, обусловленным не палеозойскими поднятиями, а движениями очень недавними. Иначе говоря, Урал следует относить не к остаточным горам, а к регенерированным горным системам, т. е. к таким образованиям, у которых в основном древняя тектоническая структура, формы же рельефа молодые, появившиеся в результате юных поднятий, как бы регенерировавших, вторично создавших, прежний уже давно стертый горный характер.

5. Основные геохимические моменты образования полезных ископаемых

Сложная история Урала — ряд орогенических событий, соединенных с напряженной магматической деятельностью — сделала эту горную цепь изумительной сокровищницей всевозможных металлов и минералов. Геохимическая история Урала может быть разделена на две крупных части: первая представляет собою главным образом накопление вещества в условиях термической жизни земной коры и в меньшей степени концентрацию элементов во внешней ее зоне. Этап этот в конце палеозоя сменяется другим — накоплением вещества исключительно осадочным путем на поверхности земной коры.

Ранние стадии развития Урала нам плохо известны, и поэтому об их геохимической жизни мы мало знаем. Главным образом здесь происходила концентрация кальция в виде мощных масс известняков. В девоне мы должны отметить образование яшм, происшедших благодаря внесению в нормальный морской осадок огромного количества кремнезема во время постоянных подводных вулканических извержений, которыми так был богат Урал в девоне. Орские яшмы представляют собою поделочные камни изумительной красоты и потому имеют очень высокую художественную ценность. К порфирито-туфово-сланцевой толще девона относится глав-

ная масса медных руд Урала (так называемая меденосная или колчеданная полоса) восточного склона. Верхнедевонские горючие сланцы, образовавшиеся в условиях накопления на дне моря сапропеля, могут иметь практическое применение как топливо; они очень интересны также с той стороны, что с ними могут быть связаны первичные месторождения нефти. Наконец, в нижнем девоне восточного склона мы имеем концентрацию алюминия в виде бокситов, отлагавшихся в море в береговых условиях; наиболее важное месторождение — «Красная шапочка» к северу от Надеждинска.

Каменноугольный период начинается образованием каменного угля на болотистой суше западного склона и в болотистых побережьях восточного. Месторождения нефти также приурочены к карбону и нижней перми, причем она напитывает полости рифовых известняков. Таковы месторождения нефти у Чусовских Городков близ г. Перми и в Ишимбаеве на р. Белой. Еще неясно, являются ли эти месторождения первичными или же здесь нефть проникла в карбон по линиям разрывов из девона. К каменноугольному периоду относится образование ряда ценнейших рудных месторождений Урала, хотя они стратиграфически принадлежат различным горизонтам, так как поднимавшаяся магма, вступая в контакт с различными осадочными и магматическими породами, создавала ряд рудных тел. При поднятии магмы ультраосновного типа (перидотиты и дуниты) накоплялась платина, большая часть которой находится в аллювиальных россыпях Нижне-Тагильского района. Основные породы дают концентрацию хромистого железняка вдоль всего Урала (Свердловск, Бисертская дача, Халилово). Эти же процессы обусловили накопление титанистых, никелевых и ванадиевых руд; в связи с изменениями основных пород получились месторождения серпентина и асбеста. Интрузии сиенитов и диоритов вызвали путем дифференциации магмы образование железных руд горы Высокой; с ними же связаны и некоторые медные руды (Меднорудянск и Лайская дача). Большое количество руд приурочено к внедрениям гранитной магмы: так, в кварцевых жилах мы имеем золото. На контакте гранитов с известняками нижнего карбона образовались знаменитые железные руды горы Магнитной, значение которых известно каждому в нашей социалистической стране, а также месторождения меди. Отметим далее месторождения вольфрама, висмута, ртути, свинца. Гранитные интрузии дали замечательные драгоценные камни Мурзинки и Ильменского заповедника близ Златоуста; укажем здесь берилл, аквамарин, изумруд, турмалин, топаз, бирюзу, лунный камень.

С пермским периодом мы связываем перенос металлических соединений с Урала на равнину и образование бедных осадочных медных руд. Огромное значение имеет концентрация в кунгурское время солей кальция, натрия, калия и магния в виде гипса, каменной соли, сильвинита, карналлита и др. На далеком севере пермский период отличался иным направлением геохимической деятельности. Более умеренный климат в связи с нахождением этой местности за пределами жаркой пермской аридной

бласти привел здесь сначала к появлению колеблющихся болотистых побережий и, следовательно, к образованию каменного угля паралическим путем. Дальнейшее поднятие, шедшее параллельно орогенезу на Урале, создало условия, благоприятные для накопления остатков растительности в озерах и болотах, иначе говоря, к созданию месторождений лимнических каменных углей. Печорский угленосный бассейн, объединяющий и те и другие, занимает громадную площадь, протягиваясь от верховьев Печоры до р. Уссы в Большеземельской тундре; он представляет собой важнейший источник энергии нашего европейского севера.

К юре приурочены месторождения бокситов на Южном Урале, каменного угля в районе Челябинска, фосфоритов. Кроме того, в юрских озерах, где шло накопление солей аллюминия, происходили также процессы образования железных руд с примесью никкеля и хрома за счет размывания основных пород. Если Магнитогорск — источник железа, стали и чугуна, то Халилово заключает громадный запас минерального сырья для выработки высококачественной хромо-никкелевой стали.

В неогене мы имеем накопление на Уфимском плато каолиновых глин как продукта выветривания известняков.

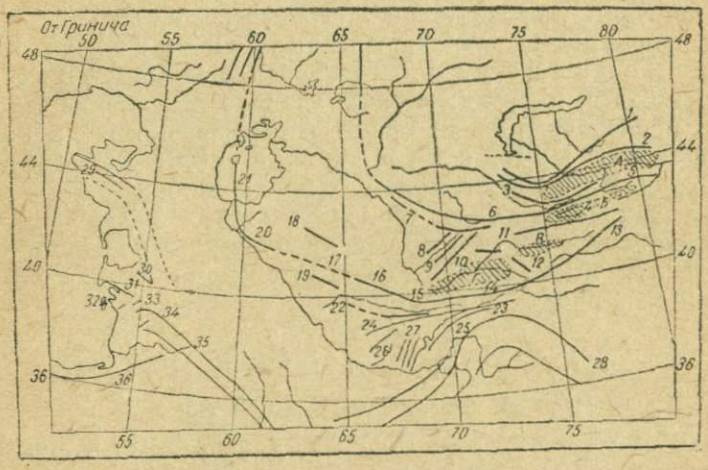
III. ТЯНЬ-ШАНЬ И ПАМИРО-АЛАЙ

1. Схема тектоники Средней Азии

Центральная часть Евразии занята грандиозными горными системами, образующими одну из наиболее возвышенных частей земного шара. Мы имеем здесь колоссальный хребет Тянь-шаня с вершиной Хан-Тенгри (7000 *м*), крупнейший мировой горный узел Памир с его величайшими вершинами (пик Сталина 7500 *м*, пик Ленина 7100 *м*). Уже за пределами советской территории находятся огромный Гиндукуш, Каракорум и, наконец, величайшие в мире вершины Гималаев. Тектоника этой области, отличающейся крайней недоступностью для исследования, еще очень далека от того, чтобы считаться выясненной, хотя бы в своих наиболее крупных частях. Тектонические схемы Средней Азии появились у нас благодаря работам И. В. Мушкетова, Мерцбахера (Merzbacher), Клебельсберга (Klebelsberg), Леукса (Leuchs), Наливкина, Ренгартена, Марковского, Николаева, Д. И. Яковлева и других геологов. Присоединим к этому имена исследователей более южных областей; в настоящее время особенно интересны работы Гейдна (Haydn) и Де-Терра (De-Terra). Кроме того, мы не можем, конечно, обойти молчанием таких теоретиков тектоники как Э. Зюсс, Штилле, Арган и др.

Средняя Азия представляет собою гигантское скопление складчатых зон (фиг. 80), которые на востоке имеют юго-восточное, по словам Д. И. Яковлева, простирание; начиная от горного узла Хан-Тенгри, складки, по Яковлеву, направляются на северо-запад в район Чу-Илийских гор и степи Бек-пак-дала, что приводит эти складки на западном побережьи оз. Балхаша в область складчатой страны Восточного Казахстана. Далее к северо-востоку располагается система складок Джунгарского Алатау, вытянутого в широтном направлении. Понижение р. Или отделяет Джунгарский

Алатау от параллельной ему системы складок, образующих Кетменский хребет, Заилийский Алатау и Кунгей Алатау, разветвляющиеся у западного конца оз. Иссык-куль; северная из ветвей смыкается с Чу-Илийскими горами, а южная тянется в виде Александровского хребта в сторону г. Аулиэ-ата. Еще южнее поднимается громада собственно Тянь-шаня — хребет Кокшал-тау, северные цепи которого носят название Терскей Алатау. Складки последнего имеют широтное простирание и продолжаются к западу



Фиг. 80. Схема расположений горных сооружений в Средней Азии (по Архангельскому).

Жирные линии обозначают палеозойские складчатые сооружения— тонкие линии — мезозойские и кайнозойские. *1* — Джунгарский Алатау; *2* — Чу-Илийские горы; *3* — Заилийские Алатау; *4* — Кунгей Алатау; *5* — хр. Кетмень; *6* — Александровский хр; *7* — Кара-тау; *8* — Угамский хр; *9* — Пскемский хр.; *10* — Чаткальский хр.; *11* — Терский Алатау; *12* — Ферганский хр.; *13* — Кокшал-тау; *14* — Алайский хр.; *15* — Туркестанский хр; *16* — Нура-тау; *17*—Арслан-тау; Казан-тау; *18*—Букантау; *19*—Кульжукстанский хр.; *20* — Султан-Уиз-даг; *21* — Арало-Кызыл-кумский вал; *22* — Зеравшанский хр.; *23* — Заалайский хр.; *24* — Гиссарский хр.; *25* — Хр. Петра Великого; *26* — Кугитанг-тау; *27* — Баба-даг; *28* — Дарвазский хр.; *29* — Кара-тау, Ак-тау и др; *30* — Туар-кыр; *31* — Большой Балхан; *32* — о. Челекен; *33* — Малый Балхан; *34* — Кюрен-даг; *35* — Копет-даг; *36* — Эльбурс. *А* — впадина р. Или; *Б* — впадина оз. Иссык-куль; *В* — Нарынская впадина; *Г* — Ферганская впадина.

через хр. Таласский Алатау. Между Ташкентом и Аулиэ-ата они образуют широкую виргацию: северная ветвь их идет через Каратау на северо-запад вдоль р. Сыр-дарьи; вблизи г. Кзыл-орды они принимают северное направление, переходя в складки возвышенности Улу-тау в Восточном Казахстане. Таким образом, мы имеем две огромных дуги, обращенных выпуклостью к юго-западу: одна— Джунгарско-Чу-Илийская, меньшая, и другая — Тянь-шаньско-Кара-тауская, большая. Очень интересно, что они, идя бок о бок в районе Семиречья, крайне далеко отходят друг от друга в нижнем течении р. Чу, где располагается пустыня Муюн-кум, сложенная горизонтальными новейшими отложениями; это вызывает предположение о наличии в этом районе древнего жесткого массива.

Южные ответвления Таласского Алатау дают складки юго-западного простирания Угамского, Пскемского и Чаткальского хребтов, постепенно погружающиеся в районе Ташкента. К югу от Терской-Алатау, между ним и складками Кокшала, находится Нарынская котловина, выполненная слабо дислоцированными третичными отложениями. Западнее мы видим другую такую же котловину— Ферганскую; между обеими проходит меридиональный Ферганский хребет, истинное тектоническое значение которого неясно; о нем мы будем иметь еще случай говорить. К югу от Ферганской котловины протягивается колоссальный широтный хребет — Алайский, связь которого с Ферганским хребтом и Кокшалом еще далеко не выяснена. Мы в дальнейшем увидим, что последний, как и все отмеченные выше дуги, разнится по своей тектонической структуре и геологической истории от Алая. Они обычно в нашей тектонической литературе обозначаются именем «северных дуг», тогда как Алай принадлежит к «центральным дугам» Средне-Азиатской горной страны, хотя в настоящее время вопрос о средне-азиатских дугах должен быть пересмотрен. Алайский хребет, как выяснено последними работами в Таджикистане, ничем принципиально не отличается от еще более гигантского Заалайского хребта. Продолжая к востоку складки обоих хребтов, мы видим, что они уклоняются к юго-востоку, переходя в Куэнь-лунь — громадную складчатую зону, тянущуюся на восток вплоть до Ордоса и складок бассейна Хуан-хэ.

Рассматривая тектоническую или даже простую географическую карту Азии, мы можем видеть, что складки Тянь-шаня идут к северо-востоку и далее к востоку, складки же Куэнь-луня делают подобную же дугу только в обратном направлении, сближаясь снова с первой своим ответвлением Алтын-тагом, там где последний переходит в хр. Рихтгофена (вблизи г. Су-чжоу к востоку от Лобнора). Вся картина расположения складок производит впечатление, что они обходят какое-то очень крупное жесткое препятствие, занимающее весь бассейн р. Тарима в Синь-цзяни. Арган назвал этот предполагаемый массив, оказывающий огромное влияние на расположение складчатых дуг, «С е р и н д и е й» согласно древнему обозначению этой страны. Возможно, что мы имеем здесь западный выступ Китайской платформы.

К западу складки Алайского и Заалайского хребтов переходят в складчатую зону хребтов Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского и Каратегина. В районе Пенджикента происходит виргация, сходная с той, которая наблюдается в северных дугах у Чимкента. Северная ветвь образует складки Нура-тау, проходящего к северу от Самарканда. Дальнейшее продолжение этой линии обозначается уединенными горными группами, расположенными среди песков Кызыл-кум (Букан-тау, Казан-тау и др.), а затем Султан-Уиз-дагом, в низовьях Аму-дарьи. В этом районе наблюдаются простирания, близкие к меридиональному, приводящие к Чушка-кульскому кряжу на западном берегу Аральского моря и в конечном счете к Мугоджарам. Основные же северо-западные простирания Султан-Уиздага, повидимому, увязывают его с Мангышлаком, проходя под Усть-Уртом, намечая тем самым связь Тянь-шаня с Донецким бассейном. Дуга Кара-тау отделяется от указанной обширными обла-

стями опускания в районе Кызыл-кумов и низовьев Сыр-дарьи. Очень возможно и здесь имеется древний массив, вызывающий расхождение обеих дуг.

Южные ветви системы Алая образуют складки Гиссара, которые постепенно опускаются к Аму-дарье к западу от Сталинабада. В районе последнего мы имеем систему пологих, сильно погруженных складок, образующих Таджикскую депрессию.

Южные дуги составляют выпуклые к северу складки Памира; на восток они переходят в Мустаг-ата и Каракорум и другие складки Тибета; на западе в составе хребта Петра Великого, Дарвазского и Язгулемского они уклоняются к юго-западу на соединение с Паропамизом и складками Хоросанских гор.

Еще далее к югу располагается система гигантских хребтов Гиндукуша и Гималаев, уже не принадлежащая Урало-Тянь-шаньскому сооружению. По существу дела южные ответвления Алайской системы и Памир представляют собою периферические части Альпийско-Гималайской зоны, так как здесь большую роль играют уже мезозойские отложения и самое направление складок уже другое — приближающееся к широтному.

Хотя Памир по своей структуре не относится к Урало-Тянь-шаньскому сооружению, тем не менее он рассматривается в этой главе ввиду очень большой связи его палеозойского фундамента с основанием Алайской системы, а также в силу того обстоятельства, что его продолжение находится вне территории СССР и поэтому выделение его было бы нерационально; вполне естественно, что нам приходится описывать Алай и Памир вместе.

Познакомившись с общим расположением складчатых зон в Средней Азии, мы можем более детально рассмотреть тектоническую структуру отдельных ее частей и связь их между собою.

2. Тектоническая структура Тянь-шаньских дуг

Все Тянь-шаньские дуги, включая Кокшал-тау, очень значительно отличаются от складчатой системы Памиро-Алая тем, что они сложены почти исключительно палеозоем; мезозойские и более молодые породы встречаются здесь сравнительно редко и бывают представлены лишь континентальными фациями. Кроме того, здесь структура сильно разнится от той, с которой мы будем встречаться при описании Памиро-Алая. Действительно, в Тянь-шане играет огромную роль факт несогласного залегания готландских слоев на ордовикских, что отмечает собою резко выраженную таконскую фазу каледонской складчатости — наиболее мощного орогенеза Тянь-шаня. Герцинское складкообразование играло для этой области уже значительно меньшую роль. Альпийский орогенез отразился на жестком палеозойском основании главным образом расколами, разрывами и крупными поднятиями по этим дизъюнктивным линиям.

Как мы уже отмечали, складки Тянь-шаня образуют огромное разветвление в западном направлении, где они широко расходятся веерообразно, повидимому, обходя какие-то массивы, расположенные в области песков Муюн-кум. На востоке, наоборот, складчатые линии очень сильно сжаты, сдавлены. Арган объясняет этот

факт сжимающими усилиями Сибирской платформы на северо-востоке и массива Сериндии на юге. Складки Тянь-шаньской системы, а именно Джунгарского Алатау отделены от параллельных им складок Тарбагатая сильным по ижением, направляющимся от северо-восточного угла оз. Балхаша в Джунгарию; здесь расположена цепь озер (Сассык-куль, Ала-куль, Эби-нор), образующих «Джунгарские ворота» — обычный путь кочевников из Центральной Азии на запад, путь, которым двигались орды Чингис-хана, Тамерлана и других монгольских завоевателей. Джунгарский Алатау отделяется от Заилийского Алатау и Кетменьского хребта большим продольным понижением, по которому протекает р. Или. Между хребтами Кунгей Алатау и Терской Алатау располагается большая впадина, занятая в настоящее время озером Иссык-куль. Подобного рода впадины в Тянь-шане встречаются нередко. Складки их обходят, а сами они выполнены обычно кайнозоем. Существует предположение, что мы имеем здесь дело с опущенными массивами. Другая впадина, сходная и по форме и по величине с Иссыккульской — Нарынская; в ней находится верхнее течение р. Нарына, являющегося горной частью р. Сыр-дарьи. Складки также обходят эту впадину со всех сторон, так что здесь мы имеем «миндалевидную» структуру, выражающуюся обычно в существовании обтекаемых складками массивов. К западу отсюда располагается обширная Ферганская впадина, отделенная от предыдущей меридиональными складками Ферганского хребта. Это направление, мало вяжущееся со всем планом Тянь-шаня, в котором складки вытянуты в широтном направлении, послужило поводом к представлению о существовании меридионального хребта Болора, помещавшегося здесь прежними географами. В данном случае играли роль направления не только Ферганского хребта, но также Кара-тау и Каракорума. Даже в последнее время, когда географические особенности Памира были выяснены и Болору места не оказалось, существовали мнения о наличии меридиональных простираний, пересекающих широтные, что тектонически является в общем мало понятным. Ферганская котловина ограничивается с юга Алайским хребтом, а с севера к ней подходят южные ответвления Таласского Алатау, в частности Чаткала, который на юго-западе достигает Сыр-дарьи у г. Ходжента. В связи с этим Ферганская впадина не является замкнутой, а открыта на запад между г. Ходжентом и Ура-тюбе. Кроме того, внутри ее самой существуют обособленные сильно складчатые возвышенности (Чиль-Устун и Чиль-Майран).

Тектоника хребтов, входящих в систему Тянь-шаня, очень сложна, так как они претерпели целый ряд сильнейших перестроек, начиная от докембрия и кончая последними эпохами геологической истории.

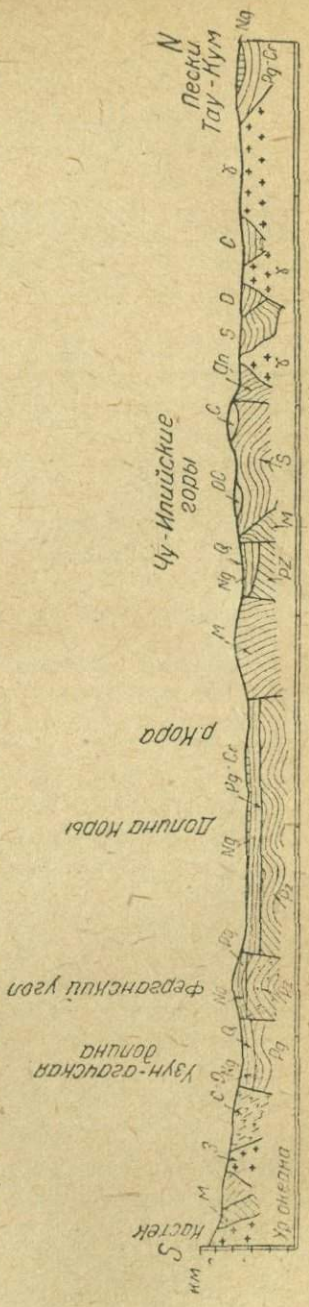
Николаев отмечает, что в Кара-тау и Таласском Алатау нижний силур лежит несогласно на более древних сильно метаморфизованных породах, причем в его основании имеется резко выраженный основной конгломерат. Поэтому имеются данные для того, чтобы предполагать орогенез в конце протерозоя; отсутствие кембрия может свидетельствовать и о более поздних орогенических движениях, например, о салаирской фазе. Следует отметить, что

в Средней Азии очень распространен постепенный переход от протерозоя к кембрию. Для Тянь-шаня главным орогенезом безусловно является каледонский. Действительно, мы имеем для нижнего палеозоя исключительно резкую складчатость в виде сжатых изоклинальных складок среди крайне мощной сланцевой свиты нижнего силура, на которой резко несогласно лежит то верхний силур, то красноцветные песчаники верхнего силура и девона, то морской девон; местами на нижний силур налегают несогласно даже визейские слои. Таким образом, в Тянь-шане очень развита таконская фаза каледонской складчатости, являющаяся для него основным орогенезом. В литературе обычно утверждается, что Тянь-шань опрокинут в южном и юго-восточном направлении, т. е. в сторону предполагаемого Арганом сериндского устойчивого массива; при этом считается, что направление тектонического напора шло с севера и северо-востока, т. е. со стороны Сибирской платформы. Николаев призывает быть очень осторожным в этом вопросе, так как тектоническая изученность Тянь-шаня далеко еще не так хороша, чтобы можно было утверждать, что действительно опрокидывание складок происходит в южном направлении. Тот же Николаев отмечает опрокидывание складок на север в Терской Алатау, Александровском хребте и Кара-тау. Может быть, это явление связано с существованием в области Муюн-кумов жесткой глыбы. В степи Бекпак-дала, по данным Д. И. Яковлева, имеются весьма крупные надвиги с севера на Муюн-кумскую глыбу, а в Джунгарском Алатау, по Юдичеву, складки опрокинуты как в сторону Балхашской котловины, так и в сторону понижения р. Или. Юдичев отмечает здесь таконскую фазу складчатости и несогласное залегание нижнего карбона на среднем девоне, что соответствует бретонской фазе.

Герцинские движения обозначаются существованием несогласного залегания в середине карбона (судетская фаза) и между пермью и триасом (тянь-шаньская фаза), причем последняя является наиболее значительной. Интенсивность складчатости в верхнем палеозое значительно слабее, чем в нижнем; это объясняется, несомненно, тем, что она накладывалась на уже жесткое основание и поэтому изгибы слоев были слабее. В Заилийском Алатау мощный орогенез был, по Кассину, на границе среднего и верхнего карбона, что определяется несогласным залеганием второго на первом и наличием в основании верхнего карбона мощных конгломератов (фиг. 81). То же самое отмечается и для Кетменского хребта; факт значительного астурийского орогенеза восточных частей Тянь-шаня сильно отличает их от западных, где сравнительно слабые движения были в судетскую фазу и гораздо более интенсивные уже на рубеже мезозоя. Наоборот, в бассейне Или последние были довольно слабыми, что видно из характера несогласного залегания юры на пермских породах. Николаев отмечает резкую разницу фациального сложения северной и южной части Тянь-шаня, переходные звенья между которыми отсутствуют. В связи с этим он считает возможным допустить существование линии огромного разлома, протягивающегося от Кара-тау южнее Таласского Алатау и Иссык-кульской котловины к Хан-Тенгри; вдоль этой линии южные фации надвинуты на северные, что и обусловило исчезновение переходных между

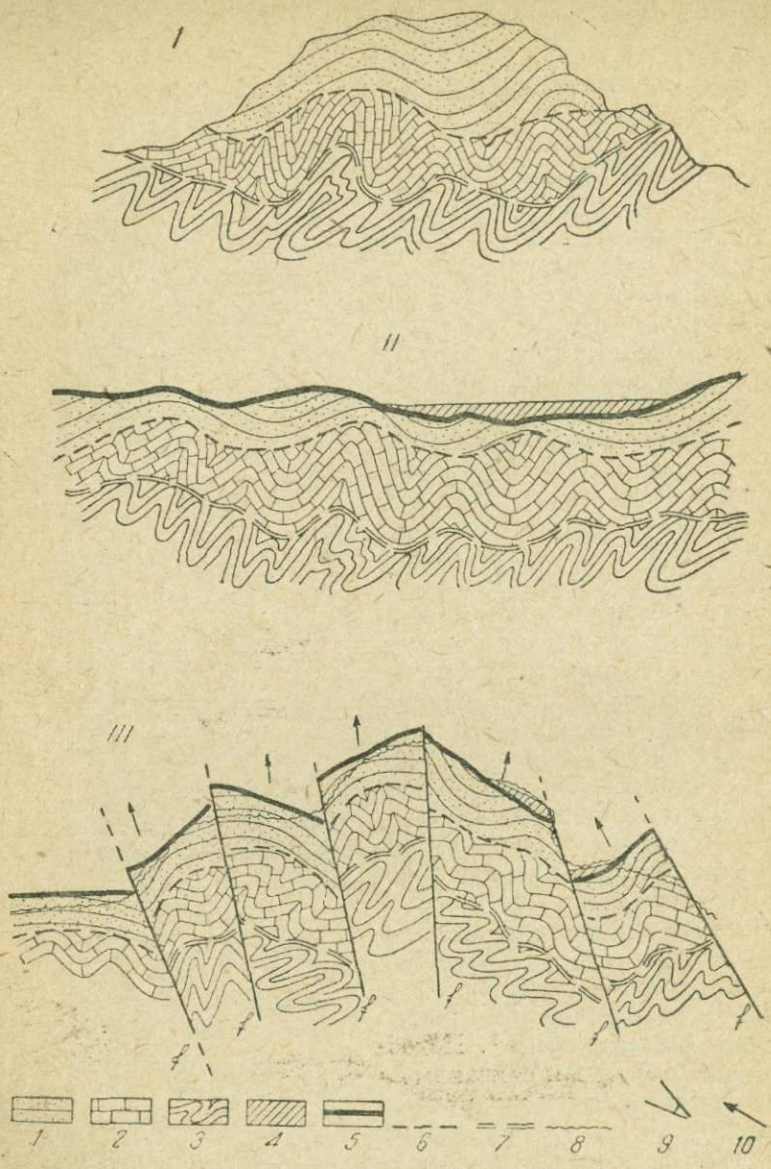
ними звеньев. В связи с этим разломом Николаев ставит интенсивные интрузии Таласского Алатау. Возраст разлома он считает герцинским; по его мнению, возобновление движений по линии разлома происходило во времени общей альпийской перестройки Тянь-шаня.

Мезозойский орогенез, резко сказавшийся на Памире, не проявил себя сколько-нибудь отчетливо в системе Тянь-шаня. Очень любопытны зато результаты воздействия на него юных альпийских движений. Морфологически они выражены двумя типами нарушений: с одной стороны, палеозойские массивы были разбиты сбросами и различными расколами на отдельные глыбы, с другой, эти последние претерпели диференциальные движения: иначе говоря, вдоль плоскостей этих разрывов, ориентированных под весьма различными углами к горизонту, происходили движения целых глыб вверх или вниз, имевшие местами сложный характер и представлявшие перемещения типа вращения около горизонтальных или наклонных осей. В результате мы имеем «односторонние горсты» или ступенеобразные формы глыб (фиг. 82). При их качаниях выработанные в мезозое деструкционные поверхности были пассивно наклонены, разбиты или приподняты на очень большие высоты. Этот тип дислокаций Штилле называет «яксартскими» [1]. Подобного рода расколы и связанные с ними перемещения явились результатом воздействия напора альпийского орогенеза на жесткие, мало податливые на изгиб, массы. У Шульца мы встречаем указания на сводообразный изгиб Кетменского хребта, что было соединено с его расколами и возникновением надвигов; последние относятся Шульцем к середине четвертичного периода. Кроме того, юрские пене-



Фиг. 81. Схематический разрез через Чу-Илийские горы и Заилийский Алатау (по Кассину).
M — метаморфические сланцы; *γ* — граниты; *gn* — гнейсы; P_z — палеозой; S — силур; D — девон; C — карбон; P — пермь; J — юра; Cr — мел; Pg — палеоген; Ng — неоген Q — четвертичные породы.

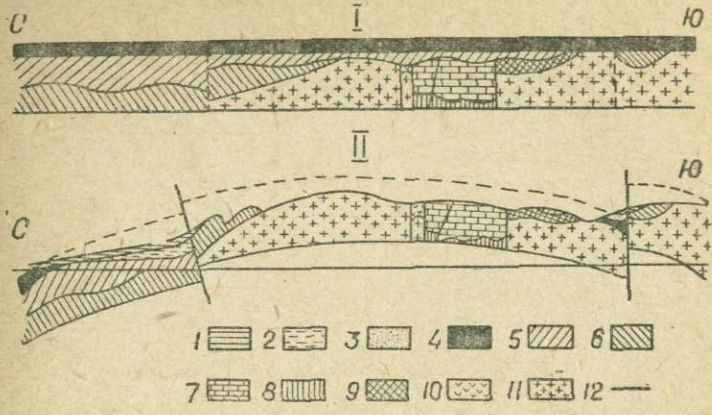
[1] Яксарт — древнее название Сыр-дарьи.



Фиг. 82. Схема, поясняющая перестройку Тянь-шаня альпийскими движениями.

1 — верхний палеозой (средний и верхний карбон и пермь); *2* — средний палеозой (девон и нижний карбон); *3* — нижний палеозой (кембрий и силур); *4* — юра; *5* — мезозойская деструкционная поверхность; *6* — послесудетское несогласие; *7* — послетаконское несогласие; *8* — современная денудационная поверхность; *9* — сбросы и разломы; *10* — направление яксартских движений; *I* — Тянь-шань в конце палеозоя; *II* — Тянь-шань после отложения юрских осадков; *III* — Тянь-шань после альпийского орогенеза.

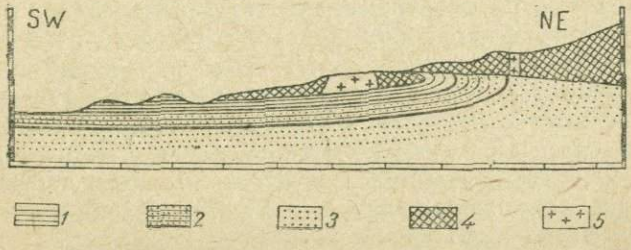
плены здесь изогнуты и находятся на различных высотах (фиг. 83). Юдичев сообщает, что валообразные альпийские изгибы очень хорошо прослеживаются и в Джунгарском Алатау, причем там также



Фиг. 83. Схема сводового поднятия Кетменского хребта (по Шульцу).

I — юрский рельеф Кетменского хребта; *II*—современный рельеф Кетменского хребта. *1* — среднечетвертичные отложения; *2* — нижнечетвертичные отложения; *3* — третичные континентальные отложения; *4* — юрские континентальные отложения; *5* — верхний палеозой; *6* — нижний и средний карбон; *7* — нижний карбон; *8* — девон-карбон; *9* — девон; *10* — порфириты; *11* — граниты; *12* — тектонические разрывы.

наблюдается и слабая складчатость третичных отложений. Исходя из взглядов Аргана, можно себе представлять Тянь-шань как резко выраженную глубинную складку альпийского времени.

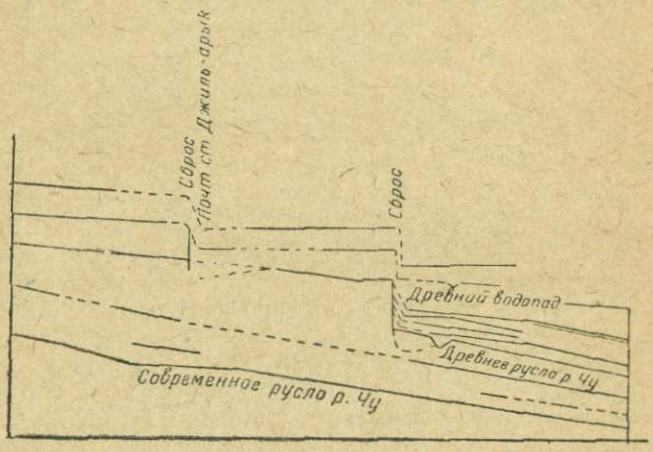


Фиг. 84. Схема соотношения палеозоя с мезозоем и палеогеном в районе Кара-мазара (по Королеву).

1 — эоцен; *2* и *3* — верхний мел; *4* — палеозой; *5* — сиениты.

Второй морфологической особенностью Тянь-шаня является наличие весьма своеобразных перемещений мезо-кайнозойского покрова, который приурочен главным образом к впадинам. Характер залегания мезо-кайнозойских пород на палеозойском фундаменте показывает, что они затронуты складчатостью, соединенной с разрывами, совершенно пассивно, в зависимости от глыбовых перемещений палеозойского основания; при этом имели место скалывания и надвигания различных горизонтов палеозоя на мезозойские и даже на третичные образования. Следует обратить внимание, что скалывание палеозойского складчатого фундамента происходит в сто-

рону впадин, с чем и связано образование чешуйчатой структуры в мезо-кайнозойских отложениях по окраинам котловин и по периферии горных хребтов. Подобного рода явления зарегистрированы в Нарынской котловине, на хр. Кара-тау и в особенности в Ферганской впадине, о которой мы будем говорить позднее (фиг. 84). Надвигание в сторону последней с севера и такое же опрокидывание Кокшала в сторону Сериндии затушевывает первоначальное направление движений во время первичного орогенеза.



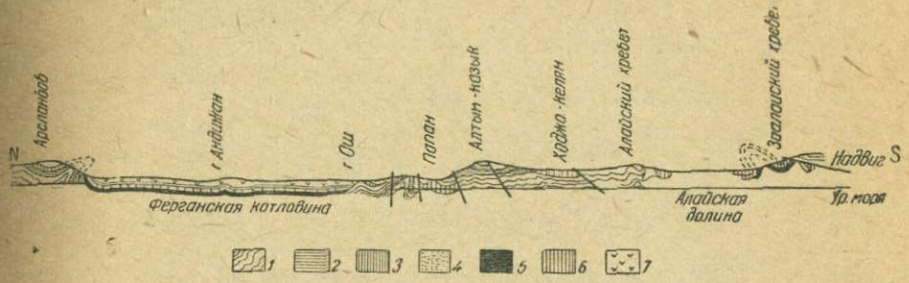
Фиг. 85. Четвертичные сбросы в террасах р. Чу (по Федоровичу).

Эпоха этих расколов и покровной складчатости выявляется из наблюдений над ними затронутыми горизонтами. Они показывают, что максимум этих движений происходит в неогене. Факты же сбросов в четвертичных террасах рек Тянь-шаня и изгибов аллювиальных отложений, связанных с оледенениями этой горной системы, заставляют признать, что и в четвертичном периоде происходили весьма сильные перемещения масс. Усиленная сейсмичность Ферганы и района Алма-аты показывают, что явления поднятий имеют место также и на наших глазах (фиг. 85).

3. Тектоническая схема Памиро-Алая

Структура центральных и южных дуг Средне-Азиатской горной страны отличается очень сильно от только что разобранной структуры Тянь-шаня при существовании ряда особенностей, сближающих их между собою. Главными характерными чертами следует считать наличие на Памиро-Алае геосинклинального режима до конца палеозоя, следовательно — это зона отсутствия каледонской складчатости — признак, противопоставляющий указанную область Тянь-шаню, где упомянутый орогенез выражен чрезвычайно резко, но сближающий ее с Уралом, где до сих пор следы каледонского орогенеза обнаружены только местами. Сходным моментом Тянь-шаня и Памиро-Алая является наличие очень поздних фаз герцинского орогенеза, обнаруживающегося, однако, с различной сте-

пенью интенсивности. Мезозой, принимающий в сложении Тянь-шаня сравнительно незначительное участие и крайне редко представленный там морскими фациями, в Памиро-Алае распространен очень широко и тем более полно, чем далее продвигаемся мы на юг, т. е. в сторону Тетиса. Мезозойское складкообразование, не выраженное в Тянь-шане, достигает большой интенсивности на Памире. Развитие морского палеогена также отличает эту область от Тянь-шаня,



Фиг. 86. Схематический разрез через Ферганскую котловину и Алайский хребет (по работам Геологического комитета).

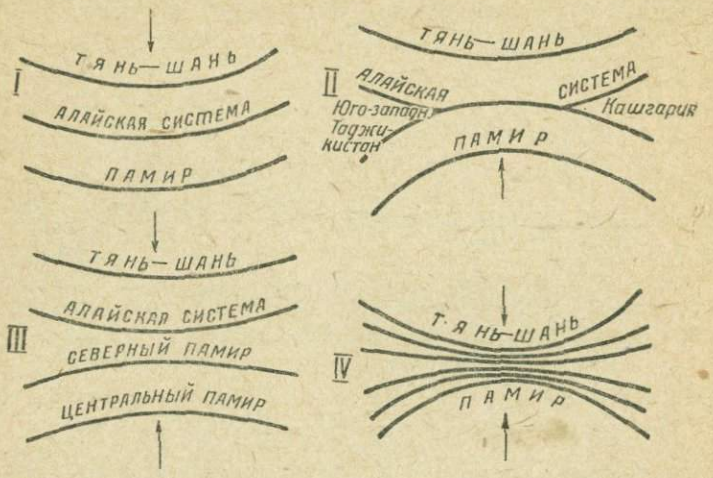
1 — нижний палеозой; *2* — девон; *3* — карбон; *4* — верхний палеозой; *5* — юра; *6* — мел и палеоген; *7* — неоген.

где палеогеновые трансгрессии захватывали только окраины горной области. Наконец, общим моментом надо считать проявление альпийского орогенеза в его яксартском типе, т. е. в пассивном раздроблении и в связанных с ним поднятиях и дислокациях мезокайнозойского покрова. Мы видим из этого обзора, что при всех отличиях Тянь-шаня и Памиро-Алая они имеют и много общих черт. Нужно сказать, что за последнее время сведения по тектонике Памиро-Алая были настолько противоречивы, что составить себе представление об ней было очень трудно; нельзя сказать чтобы и сейчас мы обладали полнотой представлений об этом предмете.

Памиро-Алай гораздо более разнохарактерен по своей тектонике, чем Тянь-шань. Мы должны выделить в Памиро-Алае несколько тектонических единиц, — систему Алайского, Каратегинского и Зеравшанского хребтов, сложенных главным образом палеозоем, Ферганскую котловину, в которой значительную роль играет мезозой, Гиссарский хребет и Таджикскую депрессию — область погружения складок под мезозойский покров, Заалайский хребет и хребет Петра Великого, составляющие область Северного Памира, и, наконец, сильно отличающуюся от последнего область Центрального и Южного Памира, нам еще весьма мало знакомую.

Одним из основных тектонических элементов юга Средней Азии является Алайский хребет, имеющий чисто широтное направление; на западе, как мы уже говорили, эта складчатая зона испытывает широкое разветвление. О структуре Алайской системы у некоторых геологов были сначала представления, что она была сформирована в верхнем палеозое в виде лежачих и опрокинутых складок, обращенных на юг, т. е. в сторону Памира. В дальнейшем, при альпийском орогенезе, Памир оказал сильнейшее давление с юга, причем образовались разрывы и надвиги в северном направлении (фиг. 86). Этим объяснялся факт переброса и опрокидывания Алая

в северную сторону. Это так называемая теория перестройки Алая Памиром. В последнее время Марковский высказался за иное представление тектоники Алая: по его мнению, Алай первично был опрокинут на север при герцинской складчатости, что доказывается, например, фактом несогласного покрывания мезозоем опрокинутых на север складок и надвигов. Большую роль в направлении



Фиг. 87. Схемы структуры Памиро-Алая (по Марковскому) до альпийского орогенеза и после него.

I и *III* — по прежним воззрениям; *II* и *IV* — по Марковскому.

опрокидывания складок могла сыграть Ферганская впадина как область постоянного погружения. Мы знаем по примеру других впадин Средней Азии и сходных элементов в других складчатых системах мира, что опрокидывание складок, соединенное с их разрывами, перебросами и горизонтальными перемещениями, идет в сторону погружающихся частей земной коры, имеющих либо замкнутую (котловины), либо вытянутую (предгорные впадины) форму. По мнению Марковского, основные элементы структуры Алая возникли в эпоху герцинского орогенеза, в альпийское же время происходило усложнение структуры путем образования новых разрывов и надвигов в том же направлении, т. е. к северу, зажиманием клиньев, сложенных мезо-кайнозойскими породами и т. д. Марковский полагает, что герцинский план размещения складок был сходен с современным, т. е. имело место двойное дугообразное расположение их — на севере дуга была обращена своей выпуклостью к югу, на юге — к северу. Между обеими дугами существовала двойная виргация складок — на западе таджикская, а на востоке кашгарская. В последующие времена эти обе дуги были сильно сближены, а обе веерообразные структуры сжаты (фиг. 87).

В западной части этой системы (хр. Туркестанский, Зеравшанский и Каратегин) дело обстоит, по словам Марковского, следующим образом: относительно каледонской складчатости так же, как и на Алае, нет определенности. Наибольшее внимание в этом отношении, как и на Урале, привлекает граница кембрия и силура: верхний кембрий здесь отсутствует, к этому времени приурочена

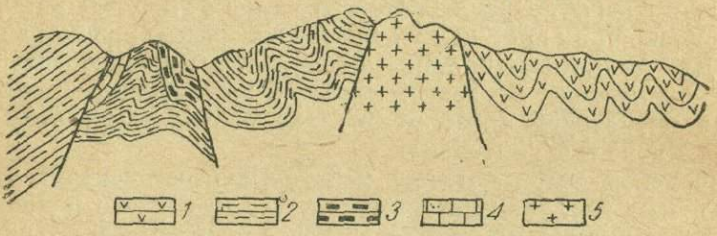
интенсивная вулканическая деятельность. Возможно, что мы имеем дело с салаирской фазой. Основная складчатость герцинская, причем первые движения были в начале московской эпохи; об этом говорит трансгрессивное залегание среднего каброна на более древних породах (судетская фаза); более резкое несогласие отмечается выше в основании плохо разделимой на горизонты верхнепалеозойской свиты (верхний карбон + пермь). С этой фазой связаны некоторые гранитные интрузии. Наиболее сильные движения приурочены к более позднему времени; это явствует из сильной смятости верхнего палеозоя и из слабого развития триаса. Резко дислоцированный верхний палеозой покрывается верхнетриасовыми и юрскими отложениями с флорой. Время орогенеза еще с точностью не определено; возможно, он протекал уже после отложения нижнетриасовых пород. Для Алая многими принимается главное складкообразование в пермском периоде. Во всяком случае в этой области герцинский орогенез происходил очень поздно аналогично тому, что́ имело место на Урале и в Тянь-шане.

В Алайской системе можно наблюдать несогласное залегание нижнего мела на юрских отложениях, что говорит о наличии андийской фазы тихоокеанской складчатости. Альпийский орогенез выразился в расколах и надвигах в северном направлении, затронувших неогеновые конгломераты.

Чрезвычайно еще туманен вопрос о связи Алая с Тянь-шанем и о тектоническом значении меридионально расположенного Ферганского хребта. Не так давно Вебер устанавливал существование двух направлений складчатости — алайской и ферганской, пересекающихся под углом, близким к прямому. Существует иная концепция строения этого участка Средней Азии: считают, что Алай и Терскей Алатау связаны между собой S-образно изгибающейся тектонической линией (ферганская «горизонтальная флексура», или «сигмоида»), в которой, помимо палеозоя, большое участие принимает континентальная юра. Согласно этому мнению, под Ферганской и Нарынской котловинами располагаются жесткие массивы, которые под влиянием напора с юга переместились друг относительно друга, благодаря чему произошел резкий изгиб простираний, образованных еще ранее в эпоху герцинского орогенеза. По мнению Архангельского, «горизонтальная флексура» здесь отсутствует, а имеет место лишь поперечное вздутие между двумя опускающимися впадинами — объяснение достаточно простое и понятное. Как обстоит дело на самом деле, у нас нет еще сведений, позволяющих окончательно принять либо ту, либо другую точку зрения.

До последнего времени Памир резко противопоставлялся Алаю, будучи причисленным к типичным альпийским сооружениям. По мнению Клебельсберга и Махачека, Памир отделен от Алая грандиозным Вахшским сбросом, проходящим под Алайской долиной; к югу от него имеется уже чисто альпинотипная и альпийская тектоника Памира. Большие работы, произведенные Таджикской экспедицией Академии Наук СССР, заставляют изменить это представление: Марковский, например, совершенно отрицает наличие Вахшского разлома как исключительно важной тектонической линии, являющейся разделом между двумя различными структурными областями; он низводит ее к обычным перемещениям надвигового характера.

Резкую разницу между Алаем и Памиром видели также в том, что первый образован палеозоем, тогда как гигантский Заалайский хребет — мезозоем. Работы Ренгартена и Марковского показали, что мезозой развит только по северному склону Заалайского хребта, занимая полосу не шире 15 *км*, тогда как к югу имеется сплошное поле развития палеозоя. Последний чрезвычайно энергично смят, причем господствующими горизонтами несогласного залегания являются домосковский и доверхнетриасовый. Мощность мезозоя значительно меньше огромных мощностей палеозоя и не превышает 1500 *м*; очень развиты значительные надвиги палеозоя на мезозой в виде надвигания глыб обычного средне-азиатского типа.

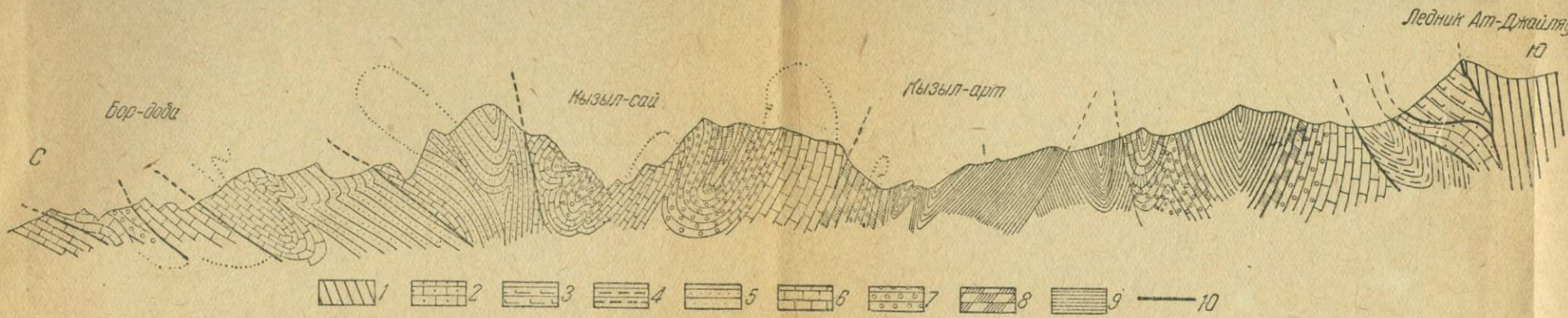


Фиг. 89. Схема строения Музкольского хребта Памира (по Паффенгольцу).

1 — музкольская толща сланцев; *2* — каракульская толща сланцев (средний палеозой); *3* — нижний мел; *4* — верхний мел; *5* — граниты.

Мезозой сложен в разнообразные складки, и, возможно, сорван с своего палеозойского фундамента, обнаруживая германотипный характер складчатости; при этом наиболее крупные движения имели место в начале триаса (киммерийская фаза) и между доггером и мальмом (по Ренгартену — памирская фаза). Расколы и перемещения глыб, зажавших мезозой, приурочены к неогену (фиг. 88). Таким образом, тектоника Заалайского хребта ничем принципиально не отличается от той, которая характерна для Алая — наибольшие складкообразовательные движения свойственны герцинскому орогенезу, мезозой обнаруживает пост-орогенную складчатость на уже жестком субстрате, а альпийские перемещения, совершенно исключительные по размаху, такого же типа, как в Алае и Тянь-шане — яксартского характера. Мезозойская полоса, узкая в районе северного склона Заалайского хребта, расширяется к юго-западу, заполняя Таджикскую депрессию, расположенную между Гиссаром и Дарвазом. По данным Марковского, подобное расширение мезозоя намечается также и к юго-востоку, т. е. по направлению к Кашгару и Яркенду в Синь-цзяни. Ренгартен совершенно прав, утверждая, что эта мезозойская полоса не представляет собою Тетиса — для этого она слишком узка,—а является местным прогибом палеозойского фундамента.

Начиная от Дарваза на западе и перевала Кызыл-арт в центре, располагается зона центрального Памира, включающая хребты Ванчский, Язгулемский, Музкольский и др.; она сложена исключительно палеозоем, тогда как мезозой представлен зажатыми среди него обрывками (фиг. 89). В южной части ее, а именно в бассейне р. Мургаба отмечается широкое развитие мезозоя. Основная склад-

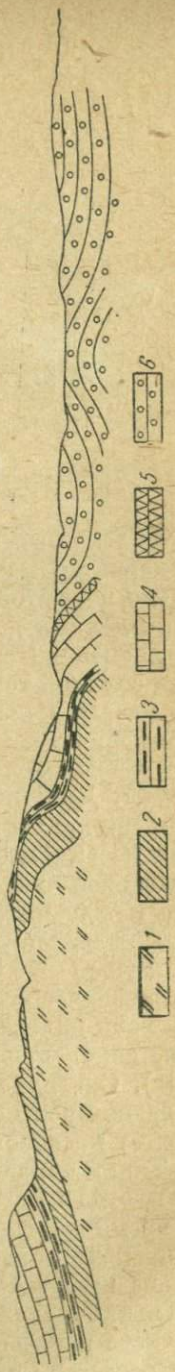


Фиг. 88. Схематический разрез через Заалайский хребет (по Ренгартену; упрощено).

1 — средний палеозой (метаморфические сланцы); *2* — верхний карбон; *3* — нижняя пермь; *4* — верхняя пермь и триас; *5* — нижний мел; *6* — верхний мел; *7* — эоцен; *8* — олигоцен; *9* — неоген; *10* — надвиги.

чатая структура и здесь связана с герцинскими движениями конца палеозоя; большую роль играют проявления тихоокеанского орогенеза киммерийской и памирской фаз, соединенные с весьма значительными интрузиями гранитов. Альпийские движения имеют яксартский тип, вызывают образование клиньев и глыб и не сопровождаются интрузивами. Эти данные являются лишь первоначальными сведениями о тектонике этого района; описание деталей ее еще не опубликовано.

Южная зона Памира — хребты Базар-дара, Шугнанский, Аличурский и пр. — сложена главным образом метаморфическими и магматическими образованиями, которые ранее считались докембрийскими, а теперь же их склонны относить скорее всего к палеозою; кроме того, мы имеем здесь несомненный палеозой и обширное развитие мезозоя. Характер этой тектоники нам еще совершенно неясен. Повидимому, мезозойские движения в юре имели здесь очень большой размах; явственно намечаются также и глыбовые перемещения альпийской эпохи. По словам Марковского, Южный Памир представляет уже зону, сильно отличающуюся от других более северных его частей; Клунников описывает здесь огромные лежачие складки, опрокинутые в южном направлении. Повидимому, мы тут приближаемся уже к зоне Гиндукуша и Каракорума, для которого Де-Терра устанавливает исключительно интенсивный орогенез в австрийскую и ларамийскую фазы, уничтоживший мезозойскую геосинклиналь Тетиса; она переместилась в палеогене в область Гималаев, наибольшее поднятие которых произошло в середине четвертичного периода.

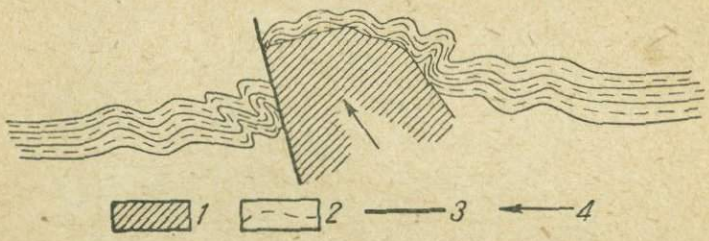


Фиг. 90. Схема тектоники Таджикской депрессии (по Хераскову; упрощено).

1 — палеозойский фундамент; *2* — юра; *3* — нижний мел; *4* — верхний мел; *5* — палеоген; *6* — неоген.

К западу от Дарваза располагается Таджикская депрессия, ограниченная с северо-западной стороны Гиссарским хребтом. Этот последний представляет собою палеозойский массив; выдвинутый и сильно разломанный в эпоху альпийского орогенеза, он погружается к юго-западу, обволакиваясь сильно дислоцированным мезозоем и палеогеном, область распространения которых доходит до Аму-дарьи. Совершенно иной характер имеет сама Таджикская депрессия, где нет отложений древнее нижнего мела. Здесь развита система складок, расходящихся в юго-западном направлении, причем антиклинали сложены меловыми породами, а синклинали — третичными. Складки местами разорваны и пере-

брошены, но в общем дислоцированность не особенно сложна (фиг. 90). По данным Чихачева и Хераскова, здесь наблюдается ряд фаз складкообразования, начиная с андийской и кончая весьма незначительными перемещениями в четвертичном периоде. Характер складчатости мезокайнозоя заставляет Хераскова и Шейнмана предполагать, что последний сорван с палеозойского фундамента под влиянием взаимно противоположного напора Гиссара и Дарваза. Кроме



Фиг. 91. Схема влияния движения палеозойских массивов на складчатость мезозоя.

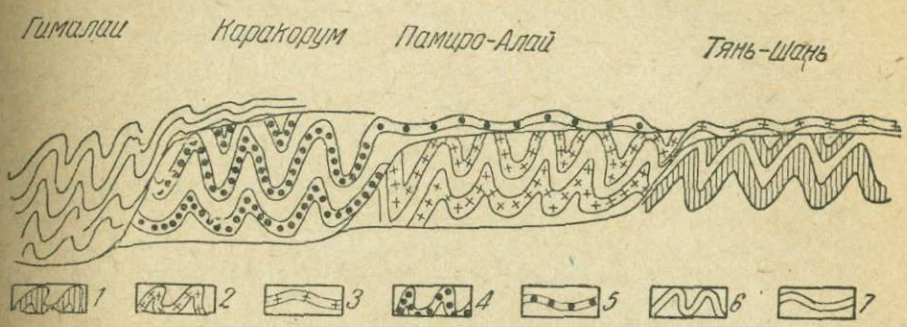
1 — палеозойский массив; *2* — мезозойский покров; *3* — плоскость надвига; *4* — направление движения массива.

того, Херасков считает возможным устанавливать, что ряд надвигов имеет характер послеэрозионных, иначе говоря, перемещавшихся по сильно размытой поверхности; это в связи с рядом геоморфологических данных должно было происходить в не столь отдаленные от нас времена. Некоторые формы складчатости говорят о существовании соляной тектоники, обусловленной выжиманием соли конца юры и начала мела.

Периферия Гиссара, Ферганской котловины и ряда окраинных хребтов Средне-Азиатской горной страны носит очень оригинальные черты. Дело в том, что палеозойские массивы, которые либо целиком прикрыты мезозоем, либо окружены им, оказывают на последний весьма значительное влияние. Мезозой вблизи палеозойских массивов является очень сильно дислоцированным до зажимания его между палеозойскими клиньями и до образования местами крупных надвигов палеозоя на значительно более молодые отложения; как уже выше было указано, это надвигание происходит в сторону тектонических депрессий. Дислокации особенно резко развиты вблизи палеозоя, чем же дальше от него, тем слабее складчатость и, наконец, вдали от указанных массивов слои ненарушены (фиг. 91). Очевидно, мы здесь имеем дело со складками покрова, образовавшимися под влиянием поднятий и боковых движений палеозойских массивов, что имело место в альпийскую орогеническую эпоху. Таким образом, последняя отразилась не только передвижениями, иногда чрезвычайно крупными, массивов, сложенных в складки во время каледонской и герцинской складчатости, но местами и очень значительными складками покрова; это не дает, однако, нам права включать районы с развитием подобного рода дислокаций в Альпийскую зону, так как они имеют исключительно вторичный и чисто пассивный характер.

Нам остается лишь резюмировать сказанное о крайне сложной тектонике Тянь-шаня и Памиро-Алая для выделения наиболее характерных ее черт.

В основании всего располагается палеозойское складчатое сооружение, выходящее далеко за пределы советской Средней Азии (фиг. 92). Оно имеет различную структуру на юге и на севере. Тянь-шань — каледонская (таконская) складчатая система, поверх которой расположена герцинская, несколько более простая. На Памиро-Алае каледонская складчатость неизвестна, и эта горная группа в своей основе представляет собою герцинское сооружение очень сложной структуры. Время его образования и герцинских складок системы Тянь-шаня одно и то же — конец палеозоя или же сере-



Фиг. 92. Схема наложения складчатостей различного возраста друг на друга в Средней Азии.

1 — каледонский альпинотип; *2* — герцинский альпинотип; *3*— герцинский германотип; *4* — тихоокеанский альпинотип; *5* — тихоокеанский германотип; *6* — альпийский альпинотип; *7* — альпийский германотип.

дина триаса. Герцинская складчатость имела на Памиро-Алае альпинотипные черты, будучи воздвигнутой из недр геосинклинали, в которой накапливались огромные толщи осадков в течение всего палеозоя, а может быть и протерозоя. В Тянь-шане указанная складчатость носила скорее германотипный характер, так как складкообразованию подвергся жесткий каледонский фундамент. В Памиро-Алае на основную герцинскую складчатость накладывается германотипная тихоокеанская складчатость, выраженная альпинотипно в Каракоруме, Тибете, и вероятно, в Гиндукуше. Следовательно, эти зарубежные системы складок стоят в том же отношении к Памиру, как последний к Тянь-шаню; иначе говоря, геосинклинальная зона сопровождается пост-орогенной складчатостью на соседней еще слабо устойчивой платформе, на той структуре, которую мы во введении обозначили именем «краевой плиты». Более южные районы, в Индии и Афганистане, сложены уже альпийским альпинотипом; можно думать, что и в центре Азии так же, как и по краю Русской платформы, альпийская складчатость обрамляется с внешней стороны тихоокеанскими складками, которые в условиях этой части земного шара воздвигались от начала триаса до середины мела.

Помимо этой закономерности в расположении складок, весь палеозойский фундамент с его мезо-кайнозойским покровом разбит на глыбы и клинья, которые образовались во время альпийского орогенеза и одновременно с этим подверглись поднятиям и различным наклонам; благодаря этому нарушалась палеозойская структура, а с другой стороны, подвергался пассивной

складчатости мезо-кайнозойский покров, так что складки и разломы альпийской эпохи были наложены на складки, возникшие в мезозое, и на складчатый палеозойский фундамент. Из этого ясно, насколько сложна тектоническая структура Средней Азии и как своеобразны в ней отношения отдельных элементов друг к другу.

4. Вулканизм Средней Азии

Смена орогенезов в Средней Азии сопровождалась определенной последовательностью вулканических проявлений. Различие тектонической структуры Тянь-шаня и Памиро-Алая обусловливает соответствующие особенности магматической деятельности.

В Тянь-шане, сводка по вулканизму которого дана Николаевым, наиболее древние магматические породы относятся к протерозою, в нем мы имеем ближе неизученные интрузии гранитов.

Второй цикл магматических проявлений связан в Тянь-шане с каледонским орогенезом; в северных цепях Тянь-шаня, в Терской и Кунгей Алатау широко распространены интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, прорывающие нижний палеозой и покрывающиеся трансгрессивно верхним силуром и девоном. Что же касается эффузивов, то в системе Тянь-шаня, повидимому, они гораздо слабее распространены, чем на Урале; на Памире же подобного рода излияния намечаются.

Наоборот, в девоне и карбоне эффузивы различного типа исключительно мощны и разнообразны, так что местами каменноугольные осадочные породы отступают на задний план перед изверженными. Это относится главным образом к Чу-Илийским горам, к Кетменскому хребту и к Джунгарскому Алатау, где развиты покровы альбитофиров, кератофиров и порфиров, сопровождаемые нагромождениями туфов и других вулканогенных пород.

Южнее в Чаткале и в Таласском Алатау излияния приурочены к концу среднего девона и к московской эпохе; в Алайском хребте и в хребтах, окружающих Ферганскую и Нарынскую котловины, развиты массы эффузивов.

Герцинская складчатость сопровождалась напряженной интрузивной деятельностью, причем она происходила в несколько приемов; сюда принадлежат гранодиориты, серые и красные граниты. Вторжение этих пород связано частью с карбоном, частью же с пермью. Очень обширное развитие имеют гранитные интрузии в Чу-Илийских горах и в Джунгарском Алатау. Далее следует отметить значительные интрузии Кокшал-тау в районе Хан-Тенгри. В Ферганском хребте интрузии мало развиты, зато они очень широко распространены в Алайском хребте, где мы встречаем еще мало обнаженные денудацией массивы сиенитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Более поздними являются аплиты, пегматиты и жильные порфиры Тянь-шаня и Александровского хребта. Отметим, что к этой поздней фазе магматической деятельности относится появление пород сиенитового и нефелин-сиенитового типа, а также щелочных гранитов.

Верхний палеозой характеризуется чрезвычайно энергичной эффузивной деятельностью, проявившей себя в особенности в Джун-

гарском Алатау, Кетменском хребте и Чу-Илийских горах. В среднем девоне мы наблюдаем здесь излияния андезитов и кератофиров, подобные же эффузивы слабоосновного типа приурочены и к нижнему карбону; в среднем карбоне появляются более кислые разности эффузивов — кварцево-порфиритовые и кератофировые лавы; к концу палеозоя этот процесс приводит к образованию кварцевых кератофиров и порфиров, имеющих иногда характер альбитофиров.

Вулканическая деятельность на Тянь-шане заканчивается в начале мезозоя; только в бассейне Или мы находим эффузии дацитов среди юрских континентальных пород, а также очень слабые проявления вулканизма в остальном мезозое и в эпоху альпийского орогенеза. Однако, все это ни в какой мере не может быть сравниваемо с исключительно мощным вулканизмом верхнего палеозоя. На Памире обширные интрузии имели место в докембрии. Другой эпохой очень интенсивного интрудирования гранитов является верхний палеозой, что соответствует поздним стадиям герцинского орогенеза. Затем отметим наличие весьма больших интрузий, приуроченных к мезозою, что мы должны увязывать с тем большого размаха орогенезом, который имел место на Памире в середине мезозоя. Что же касается собственно альпийских интрузий, то таковые на Памире не обнаружены вовсе. Большое развитие в восточной части Памира имеют андезитовые и дацитовые лавы.

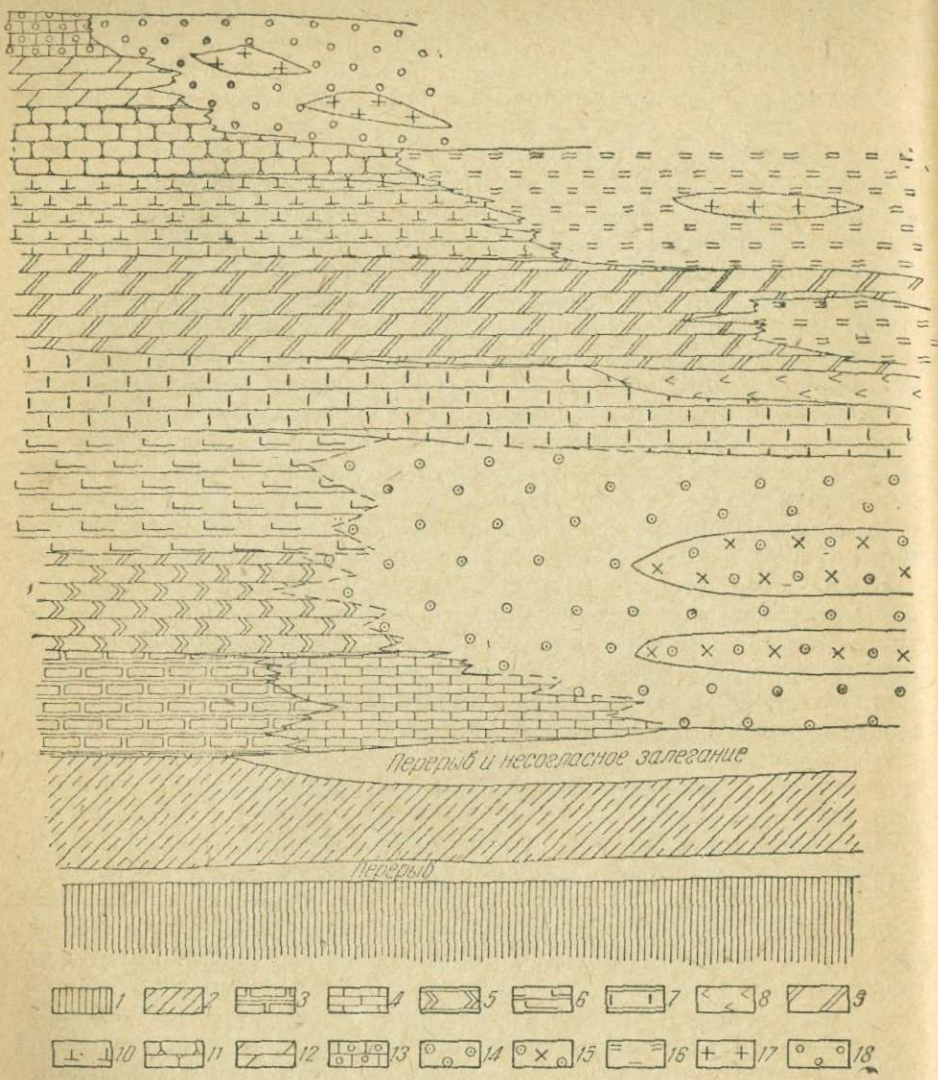
В заключение нужно отметить, что Николаев сомневается о полном затухании магматических очагов в Тянь-шане и считает, что слабые проявления вулканизма то тут, то там свидетельствуют, что он еще существует; это Николаевым увязывается с теми крупнейшими передвижениями, которые имели место при альпийском орогенезе.

5. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя

Присутствие **архейских** образований в Средней Азии не доказано, так что развитый на ее территории докембрий должен быть отнесен исключительно к **протерозою.** Он очень широко развит в северных хребтах Тянь-шаня (Чу-Илийские горы, Джунгарский Алатау, Таласский Алатау, Александровский хребет). Мы имеем здесь огромные свиты в многие тысячи метров мощности гнейсов, слюдистых сланцев, филлитов, граувакк, прорванные весьма значительными интрузиями гранитов. Какого-либо стратиграфического подразделения протерозойских толщ Тянь-шаня мы покамест дать не можем [1]. Соотношения кембрия и протерозоя неясны, но все же можно утверждать наличие постепенного перехода между ними для некоторых районов Средней Азии, причем последний отличается резко повышенным метаморфизмом слагающих его пород.

Кембрий очень широко распространен в Средней Азии за исключением Памира, где его присутствие до сих пор еще не доказано. На северном склоне Туркестанского хребта он сложен переслаивающимися глинистыми сланцами и известняками (800 *м*) с *Dorypyge*,

[1] Метаморфические породы восточного и южного Памира, относившиеся до сих пор к докембрию, повидимому, представляют собою палеозойские отложения.



Фиг. 93. Схема фациального строения палеозоя Средней Азии.

1 — сланцево-известняковые фации нижнего и среднего кембрия; *2* — сланцевые фации нижнего силура; *3* — батиальные известняки верхнего силура; *4* — неритовые известняки верхнего силура; *5* — известняки нижнего девона; *6* — известняки среднего девона; *7* — нормальная морская фация верхнего девона; *8* — лагунная фация верхнего девона в Каратау; *9* — известняковая фация нижнего карбона; *10* — известняки среднего карбона; *11* — известняковая фация верхнего карбона; *12* — известняки нижней перми; *13* — фораминиферовые известняки верхней перми; *14* — красноцветные континентальные песчаники верхнего силура и девона; *15*—лавовые покровы и континентальные вулканогенные породы девона; *16* — сланцево-песчаниковая, частью угленосная, континентальная фация нижнего карбона; *17* — вулканогенные породы и эффузивы верхнего палеозоя; *18* — конгломерато-песчаниковая фация верхнего палеозоя.

Agnostus и другими трилобитами, указывающими на присутствие среднего кембрия. Встречена была также и археоциатовая фауна нижнего кембрия. Верхнекембрийских форм в кембрии Чу-Балхашских высот, где он образован песчано-сланцевой свитой с прослоями известняков, не обнаружено. В Алайском хребте (Туя-муюн) мы также имеет данные, говорящие нам о кембрийских отложениях.

Силур имеет распространение во всей Средне-Азиатской горной стране. Ордовичские породы точно так же, как и кембрийские, представлены толщами глинистых сланцев с прослоями известняков с трилобитами; они залегают, повидимому, непосредственно на среднем кембрии. В Алайском хребте ордовичские слои выражены граптолитовыми сланцами в 2000 *м* мощности. В зоне Памиро-Алая ордовиций совершенно согласно покрывается готландскими отложениями, достигающими в Зеравшанском хребте 2500 *м* мощности. В районе этого последнего хребта и Гиссара встречены зеленые песчаники и черные сланцы, переслаивающиеся с основными эффузивами. В Туркестанском хребте залегают граптолитовые сланцы, кроющиеся либо грубозернистыми песчаниками и конгломератами, либо известняками с табулятами, кораллами и *Pentamerus Knighti*. Эти образования постепенным переходом связаны с девонскими известняками в герцинском развитии. В Дарвазе готланд сложен мощными толщами сланцев с прослоями коралловых известняков, в подобном же виде представлены готландские породы Туркестанского и Зеравшанского хребтов. В Алайском хребте готланд выражен известняками с кораллами, табулятами и трилобитом *Bumastus*. К северу картина меняется (фиг. 9), так как, начиная с Ферганской котловины, готланд лежит несогласно на ордовичских слоях, причем он отличается весьма большим разнообразием фаций — мы имеем здесь сланцы флишевого типа, граптолитовые сланцы, банки с массивными *Pentamerus Knighti* и *P. rogulicus*, а также различные известняки — коралловые, трилобитовые и т. д. Яковлев сообщает, что в Чу-Балхашских высотах развиты ордовичские слои с очень разнообразными фациями — здесь имеются глубоководные сланцы, песчаники, конгломераты, рифовые фации общей мощностью в 6000 *м*. В северных хребтах Тянь-шаня на резко дислоцированных ордовичских сланцах несогласно залегают сланцы с редкой готландской фауной; в Александровском хребте и Таласском Алатау они замещены красноцветными песчаниками. Между Чу и Балхашем, по данным Яковлева, готландские слои сложены красноцветными прибрежными образованиями и рифовыми известняками, в верхней части которых появляется *Karpinskya*. На юго-востоке, в районе Хан-Тенгри, развиты черные известняки и углистые сланцы, а также лавовые толщи (спилиты).

6. Девон, верхний палеозой и триас

Девонские отложения имеют очень широкое распространение в Средней Азии, встречаясь как на юге, так и на севере. Различие тектонических структур Тянь-шаня и Памиро-Алая резко сказывается также и на фациальном развитии девона: действительно, на юге мы имеем девон в сплошном морском развитии, на севере же—

континентальные отложения; морские фации здесь приурочены лишь к верхнему девону.

В системе Алая девон связан с силуром постепенным переходом в виде манакских слоев, выраженных черными известняками с *Pentamerus Sieberi*, *Spirifer togatus* и другими герцинскими формами. Кверху черные известняки сменяются светлыми известняками жединского и кобленцского ярусов, заключающими, помимо указанных форм, еще и *Karpinskya conjugula*, *Spirifer irbitensis*, *Sp. uralo-altaicus*; это очень тесно сближает девон Алая и Урала. Эйфельский ярус характеризуется очень разнообразными фациями и богатой («ляглянской») фауной плеченогих, пелеципод и кораллов; мы встречаем здесь также типичных *Calceola sandalina* и *Pentamerus baschkiricus*. Живетский ярус выражен очень разнообразными фациями известняков; особенно замечательны здесь банки с крупными *Pentamerus pseudobaschkiricus* и *Stropheodonta uralensis*, сменяющиеся выше банками с *Stringocephalus Burtini* и *Uncites gryphus*; Франский ярус сложен в Алае серыми известняками с *Rhynchonella cuboides* и *Pugnax pugnus*; севернее на Чаткале мы имеем в этом ярусе черные известняки, переходящие в песчаники; фауна этих слоев довольно однообразна. Фаменский ярус в Фергане состоит из серых известняков со *Spirifer Archiaci*. В Средней Азии в девоне отсутствуют аммониты, в том числе и климении, общий же облик фауны чрезвычайно смешанный, указывающий на связь с очень отдаленными странами. Девонские образования Памира еще очень мало изучены, но все же можно отметить наличие верхнего девона мощностью в 2000 *м* у перевала Ак-байтал в Музкольском хребте. Баранов отмечает нижний и средний девон в герцинском развитии у оз. Ранг-куль в Восточном Памире.

В Южном Памире развито до 6000 *м* метаморфических сланцев и гнейсов с грандиозными гранитными интрузиями и с особыми минералогическими комплексами (рубин, шпинель, лящис-лазурь и пр.). По данным Клунникова эти породы представляют собою палеозой, крайне сильно метаморфизованный впоследствии.

Совершенно иначе выражен девон в северных дугах Средней Азии. В хр. Кара-тау развиты малиновые и зеленоватые песчаники в 600 *м* мощности, сопровождаемые конгломератами, причем на восточном склоне хребта в песчаниках встречаются остатки средне девонской флоры. Восточнее в подобных породах были найдены прослойки угля. В хр. Кара-тау и Таласском Алатау континентальные песчаники покрываются черными известняками с бедной фауной бассейна полузамкнутого типа (*Rhynchonella turanica*, *Spirifer Verneuilli*). На северо-востоке Средней Азии — в Чу-Илийских горах, Кетменском хребте и пр. нижние горизонты девона сложены покровами порфиритов и альбитофиров и их туфов, прикрытых сланцами и аркозами с прослоями эффузивов с флорой. Они кроются сланцами и известняками с *Atrypa reticularis* и *Spirifer Verneuilli*. Выше залегает свита кератофиров и альбитофиров с прослоями известняков, уходящая своими верхними частями в нижний карбон. В Джунгарском Алатау развит главным образом средний девон.

Каменноугольные отложения также очень широко распространены в Средней Азии и представлены в морском и континентальном

развитии с очень сложными взаимоотношениями между континентальными и морскими фациями. В районе Алая и Туркестанского хребта карбон лежит на девоне согласно и связан с ним постепенным переходом, будучи выражен мощной (1000 *м*) толщей известняков, причем в турнейском ярусе фауны нет, а в визейском встречается *Productus sublaevis* внизу и *Pr. giganteus* вверху. У оз. Сон-куль (западная часть Терскей Алатау) в турнейском ярусе развиты черные известняки с многочисленными аммонитами (*Pericyclus, Muensteroceras, Prolecanites*). В бассейне Нарына хорошо представлены визейские слои с *Pr. giganteus* и *Pr. edelburgensis*. Карбон имеет также широкое развитие и на Памире, где мы только с ним начинаем знакомиться. Нижний карбон распространен очень широко, захватывая также и область северных хребтов Тянь-шаня; здесь на известняках с кара-тауской фауной верхнего девона лежат светлые известняки в 1500 *м* мощности с богатой фауной турнейского яруса (*Spirifer tornacensis*, *Productus burlingtonensis*, *Pr. deruptus*); в визейском ярусе развиты плотные кремнистые известняки. Общая мощность нижнего карбона в Кара-тау достигает 3700 *м*. Сходно он выражен также и в Таласском Алатау (2500 *м*), а также в Пскемских и Чаткальских горах, где залегают массивные известняки, криноидные и рифовые.

По северному склону Александровского хребта нижнекаменноугольные известняки переслаиваются с красными песчаниками и конгломератами континентального происхождения. В Джунгарском Алатау средний девон покрывается несогласно свитой кератофиров и туфов, переходящих в туфовые песчаники с *Lepidodendron*, кроющиеся также туфами и туфопесчаниками; общая мощность этих вулканогенных пород достигает 1000 *м*.

По сравнению с образованиями нижнего карбона морские отложения среднего карбона занимают значительно меньшее пространство. Они приурочены исключительно к Памиро-Алаю и в северные дуги Средней Азии не заходят. Представлены они известняками, в которых вместо *Spirifer mosquensis* встречается *Sp. sulcatus*. На севере морской средний карбон замещен континентальными отложениями, а в Джунгарском Алатау мощной свитой вулканогенных пород.

Верхний карбон в морском развитии распространен в системе Памиро-Алая и по рекам Исфаре, Испайрану и Аравану (Фергана) выражен известняками в 4000 *м* мощности с *Productus punctatus*, *Spirifer Marcoui* и др.; то же имеет место в Кокшал-тау. В Алайском хребте фузулиновые известняки занимают основание верхнего карбона; над ними залегают конгломераты, серые и красные песчаники в 3000—4000 *м* мощности. Марковский сообщает, что в Туркестанском хребте над средним карбоном залегает свита в 2000 *м* мощности, состоящая из конгломератов, песчаников и сланцев, которые в Гиссаре заключают остатки папоротников и хвощей. В этом районе провести границу карбона и перми очень трудно. Южнее, на Памире, уже весь верхний карбон выражен в морской фации, в виде известняков с фораминиферами *Triticites* и *Quasifusulina*.

В северных районах Средней Азии верхний карбон сложен полностью континентальными породами — песчаниками, конгломера-

тами и туфами с редкой флорой, кроющимися аркозами, конгломератами и глинистыми сланцами очень большой мощности с прослоями каменного угля. В Джунгарском Алатау развиты конгломераты и туфовые песчаники, лежащие несогласно на вулканогенной свите среднего карбона; среди этих пород встречаются прослои, заключающие морскую фауну верхнего карбона.

Пермские морские отложения сконцентрированы исключительно на Памире и в Дарвазе. Нижняя пермь представлена кварцитами и сланцами, мощностью в 1500 *м*, с артинскими аммонитами (*Medlicottia*, *Adrianites* и др.) и фораминиферами (*Neoschwagerina craticulifera*). К нижней же перми следует относить беллерофоновые известняки Заалайского хребта. В Дарвазе (бассейн р. Ниоу и Равноу) развиты массивные известняки, кроющиеся сланцами и песчаниками с аммонитами, близость которых с артинскими уже давно была подмечена Карпинским и Эдельштейном. Здесь же мы встречаем обильную фауну южных фораминифер — *Cancellina*, *Pseudofusulina japonica*, а также *Neoschwagerina craticulifera*. Беллерофоновые известняки с *Neoschwagerina* были найдены также в бассейне Мургаба и в Южном Памире, где они лежат выше метаморфических свит. В Заалайском хребте и на севере Памира морские отложения нижней перми кроются фиолетовыми конгломератами, а также туфогенными породами и основными лавами; такую же картину можно наблюдать и в Дарвазе. Развитие «фиолетовой» свиты очень значительно, она захватывает север Памира, Дарваз, Алай и Туркестанский хребет, здесь она кроет нижнепермские известняки; возраст ее точно не определен; она соответствует, видимо, верхней перми и нижнему триасу.

Морские верхнепермские отложения занимают центральный и южный Памир; они представлены известняками с обильной фауной фораминифер индо-китайского типа, из которых *Sumatrina Annae* является наиболее важной руководящей формой южной океанической верхней перми; в верхних частях известняков фауна отсутствует.

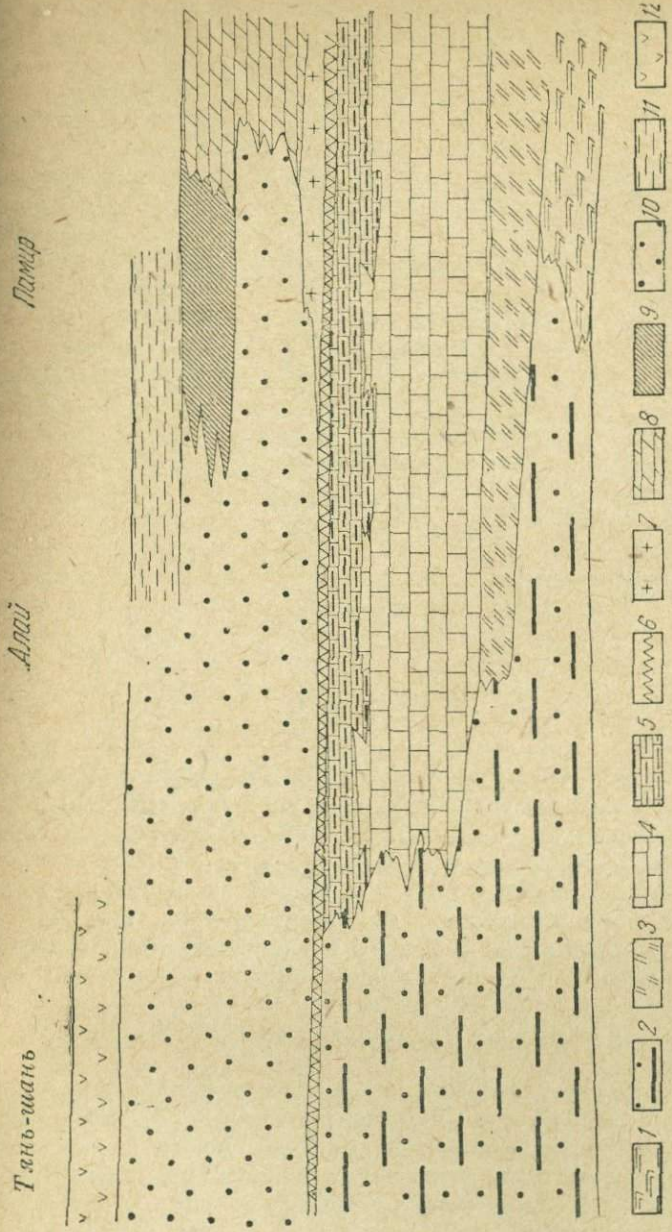
В Тянь-шане пермские отложения либо вовсе отсутствуют, либо замещены континентальными, по большей части лавовыми, образованиями, а именно кислыми кератофирами и альбитофирами, к которым присоединяются мелкие гранитные интрузивные тела.

7. Мезозойские и кайнозойские отложения Средней Азии

Триас. Нижнетриасовые породы очень тесно связаны с верхнепермскими и развиты на Памире в виде части «фиолетовой» свиты конгломератов и песчаников, венчая собою весь палеозойский комплекс отложений, с которыми нижний триас дислоцирован одновременно. В бассейне Равноу (Дарваз) среди этих образований встречаются прослои с *Meekoceras* и *Myophoria*. Средний триас отмечается лишь на самом крайнем юге Памира (хр. Базардара), где развиты перемежающиеся между собою известняки и сланцы с *Daonella*.

Верхний триас в Туркестанском хребте представлен континентальными глинистыми сланцами и конгломератами, залегающими резко несогласно на различных горизонтах палеозоя и на

нижнем триасе. В центральном и южном Памире наблюдаются глинистые сланцы с растительными остатками мощностью в 2000 *м*,



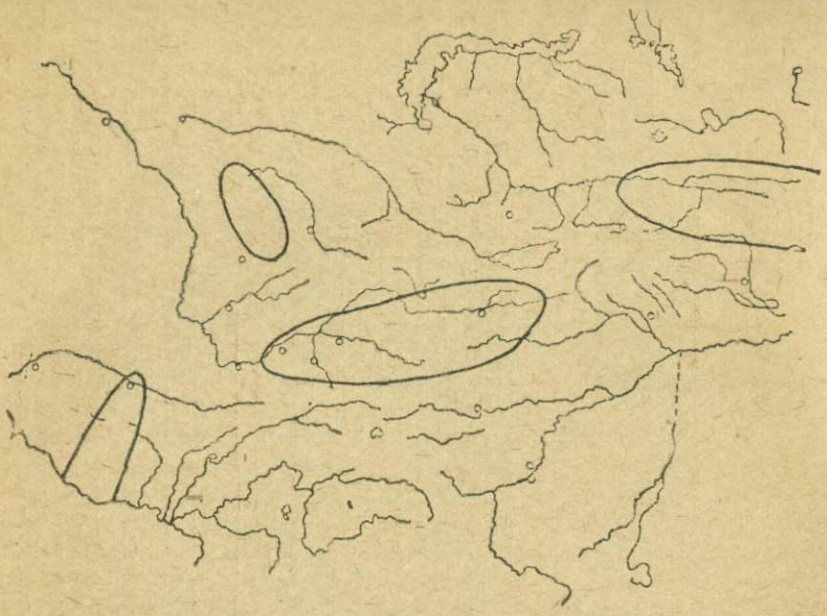
Фиг. 94. Схема фациального развития юры и мела в Средней Азии.

1 — сланцево-конгломератовая фация юры; *2* — угленосная песчанистая фация юры; *3* — неритовая фация доггера; *4* — фация памирских известняков (доггер, келловей, оксфорд); *5* — соленосная фация мальма; *6* — горизонт послеаалийского несогласного залегания; *7* — рудистовая фация нижнего мела; *8* — известняки нижнего мела на Памире; *9* — глинистая фация апта и альба; *10* — кремнистые континентальные песчаники и конгломераты мела; *11* — пестрые сланцево-глинисто-гипсовая фация верхнего мела; *12* — нарынская соленосная свита палеогена.

а южнее известняки, мощностью в 200—300 *м*, с *Halobia*, *Monotis salinaria* и другими формами. Залегают они трансгрессивно, но без видимого несогласия на верхнепермских известняках.

Юрские *отложения* в морском развитии распространены на Памире; начиная от Алая и Гиссара, юра представлена уже исключительно континентальными породами (фиг. 94). Юра Памира еще

очень мало известна; по данным Клунникова, на самом юге Памира, в хр. Базар-дара, мы имеем темные известняки с верхнелейасовыми аммонитами. Залегают также и темные известняки доггера. В центральном Памире, на р. Кокуй-бель-су, триасовые



Фиг. 95. Схема расположения юрских угленосных бассейнов в Средней Азии (по Наливкину).

сланцы переходят в толщу конгломератов, песчанистых сланцев и песчаников (800 *м*), относимых Чуенко условно к лейасу; здесь встречаются растительные остатки. Верхняя часть юрской свиты Памира сложена «памирскими известняками», которые залегают несогласно на более древних породах; мощность известняков достигает 1500 *м*, и они образуют грандиозные вертикальные обрывы. В нижних их частях найдена фауна бата (*Oppelia fucsa*, *Oecotraustes serrigerus*) и келловея. Возможно, что мы имеем также эквиваленты оксфорда. В верхах известняков, отделенных от более нижних их частей резко несогласным залеганием, обнаружена фауна титона.

В более северных районах Средней Азии юра представлена континентальными отложениями. Так, у перевала Кштут (к юго-востоку от г. Пенджикента) юра начинается конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами с пачками угля, лежащими резко несогласно на интенсивно дислоцированном палеозое и заключает флору лейаса и отчасти доггера (*Taeniopteris*, *Equisetites*, *Nillsonia*, *Czekanowskya*) и достигает мощности в 800 *м*. В хр. Хазрет-Султан она лежит непосредственно на протерозое, причем среди континентальных пород встречаются прослои мергелей с фауной среднеюрских пелеципод. Выше угленосной юры развиты темные коралловые известняки в 1000 *м* мощности с фауной бата и келловея. Юра заканчивается гипсами и штоками каменной соли и калийных солей.

На периферии Ферганской котловины юра выражена либо глинистыми сланцами и песчаниками в 1000 *м* мощности, либо угленосной свитой с флорой лейаса и доггера. Юрские угленосные бассейны расположены 1) у западного окончания Гиссара, 2) в Ферганско-Нарынской полосе опусканий, 3) в районе хр. Кара-тау и 4) в восточной части бассейна р. Или, образуя области погружения, заполнявшиеся продуктами разрушения высот и пластами угля (фиг. 95). Фауна этих отложений — обычно пресноводные моллюски, но в хр. Кара-тау были найдены остатки ганоидных рыб и насекомых прекрасной сохранности; о флоре мы уже говорили выше.

Меловые породы развиты на Памире, в Таджикской депрессии, в Ферганской котловине и в Кызыл-кумах; мы встречаемся в нижнем мелу преимущественно с континентальными образованиями, а в верхнем мелу — с морскими. Нижний мел мощностью в 400—800 *м* представлен красными песчаниками, конгломератами и штоками гипса и каменной соли. Они залегают поверх юрских известняков или более древних пород обычно резко несогласно. В верхних горизонтах этой свиты к северу от Ташкента Иванов нашел остатки черепах, крокодилов и динозавров, близких к *Diplodocus*, а также стволы деревьев. Эти песчаники распространены от низовьев Сыр-дарьи до центрального Памира.

В Туркестанском хребте близ г. Ура-тюбе красные песчаники сильно сокращены в мощности, причем в верхах их залегают рудистовые известняки. Южнее среди красноцветных пород появляются глины с фауной альба и апта. В южной части Памира красноцветная толща замещается известняками и мергелями, сливающимися в одну свиту с верхнеюрскими породами подобного же типа.

Морские верхнемеловые отложения, изучавшиеся Архангельским, занимают обширное пространство в пустыне Кызыл-кум и в Ферганской котловине, обходя возвышенности, образованные палеозоем. Южнее они слагают юго-западную оконечность Гиссарского хребта и Таджикскую впадину (бассейны притоков р. Пянджа, Вахша, Кафирингана, Сурхана). Хребет Петра Великого состоит из пород верхнего мела, он встречается также в Дарвазе, в Заалайском хребте и в различных местах Памира.

В Кызыл-кумах сеноман и турон выражены песчано-глинистыми породами с аммонитами западно-европейского типа: *Mammites*, *Placenticeras*, *Puzosia*, крайне своеобразным *Borissjakoceras* и различными *Ostrea* и *Trigonia*. Песчано-глинистые образования кроются фосфоритами, выше которых лежат пески и песчаники сантона с *Inoceramus cardissoides* и *Baculites*, покрывающиеся глинами и мергелями кампана с *Belemnitella mucronata*; над ними залегают маастрихтские пески, песчаники и известняки с *Belemnitella lanceolata*. Весь верхний мел этого района достигает 300 *м* мощности и характеризуется чертами фауны, сближающими его с поволжским и западно-европейским мелом при наличии местных особенностей.

Верхний мел Ферганы значительно отличается от описанного типа. Так, в сеномане мы имеем песчаники и глины, а также устричные банки с *Exogyra columba*, *Ex. olisiponensis* и другой фауной северо-африканского типа. В туроне, сложенном сходными же поро-

дами, присутствуют тропические аммониты — *Thomasites*, *Pseudotissotia*. Общая мощность сеномана и турона достигает здесь 250 *м*. Свита заканчивается появлением слоев гипса. Сантон сложен глинами и известняками с радиолитами (90 *м*), кампан же и маастрихт выражены гипсоносными глинами, а датский ярус — гипсами общей мощностью в 130 *м*. В южных отрогах Гиссара, по данным Здорика и Хераскова, разрез верхнего мела в общем повторяет ферганский— те же горизонты гипсов среди песчано-глинистых пород. Вдоль Заалайского хребта тянется полоса верхнемеловых отложений в 300—550 *м* мощности; здесь мы также встречаем чередование морских фаций, выраженных мелководными известняками и мергелями, и лагунных образований, составленных гипсами. Особенно мощный гипсовый горизонт (70 *м*) венчает свою свиту верхнего мела. Фауна здесь беднее ферганской — отсутствуют аммониты. На Памире (перевал Ак-байтал и на р. Пшарт) верхний мел сложен известняками с *Exogyra*, *Ostrea* и рудистами.

В восточном Тянь-шане развиты красные песчаники, залегающие на юре и кроющиеся палеогеном, — возможно, что они представляют всю меловую систему целиком.

Палеоген распространен в Средней Азии так же широко, как и верхний мел. Мы можем различить в нем также континентальную и морскую фации. Последняя примерно соответствует распространению верхнего мела в морском развитии, только на Памире палеоген выражен более слабо. В противовес этому очень широко распространены морские отложения палеогена в бассейне р. Чу и песках Муюн-кум; к северу от них палеоген покрывает Голодную степь (Бек-пак-дала), находящуюся уже вне Средней Азии.

В хребтах Тянь-шаня, в котловинах Иссык-кульской и Нарынской морского палеогена нет. Здесь поверх красных песчаников и конгломератов, которые, повидимому, замещают в этой области всю меловую систему, залегают породы иного типа; главную роль в них играют песчаники и пестро окрашенные глины с каменной солью и гипсом. Конгломераты встречаются редко. Эта свита, имеющая, по Наливкину, сплошное распространение между Нарыном и Иссык-кулем, получила название н а р ы н с к о й; в ней встречается пресноводная и наземная фауна пелеципод, имеющая палеогеновый характер. Мощность нарынских отложений определяется Кассиным в 400 *м*; их происхождение связывается как этим исследователем, так и Наливкиным с существованием в это время горько-соленых озер в условиях пустыни, о чем говорит также и полное отсутствие флоры. Слабое развитие грубообломочных пород, вероятно, указывает на сильно смягченный рельеф местности, в которой существовали плоские возвышенности и обширные котловины замкнутого типа.

Лучшие разрезы морского палеогена находятся в Ферганской котловине, где они продолжают собою разрезы верхнего мела. В основании палеогена, по Вялову, мы имеем б у х а р с к и й горизонт с *Corbula angulata* и *Modiola Jeremejewi*. Выше залегают глины, пески и песчаники с гипсом и прослоями известняков, мощностью в 25 *м*, с *Ostrea hemiglobosa* с у з а к с к о г о горизонта. Оба этих горизонта представляют собою средне-азиатский п а л е о ц е н и нижний эоцен. Над ними располагаются известняки и мергеля

70—80 *м*), богатые крупными устрицами (*Gryphaea Esterhazyi* и *Gr. Romanovskii*) и заключающие в Сель-рохо нефть; этот горизонт, относящийся к среднему эоцену, обычно называют ферганским ярусом. Кверху указанные породы переходят в зеленовато-серые глины 150—160 *м* мощности, повидимому, олигоценового возраста. Они содержат три фаунистических горизонта, которым Вялов придает значение ярусов. В первом из них развиты *Ostrea kokanensis* и *Isocardia multicostata*, во втором — *Platycena asiatica* и в верхнем — *Ostrea tjanschanensis* и *Gryphaea Sewerzowi*. Выше залегают фосфориты и затем малиново-красные глины с *Ostrea crassissima* (50 *м*), переходящие кверху в лагунные и континентальные породы, возможно, миоценового возраста. В северном направлении замечается переход сузакских глин в известняки, кроющиеся зеленоватыми глинами и песчаниками. В районе Заалайского хребта палеоген выражен известняками и мергелями, в которых можно выделить некоторые из горизонтов, установленных в Фергане. Южнее эоцен представлен песчаниками, красными глинами, известняками и мергелями, а олигоцен — песчаниками, песчанистыми сланцами, а вверху гипсами. Таким образом, наблюдается развитие терригенных фаций к северу от полосы, занятой преимущественно карбонатными породами. У ледника Ат-джайляу палеоген слагается уже грубыми песчаниками, красными глинами и крупногалечными конгломератами. В Таджикской впадине палеоген, по Хераскову, представляет собою чередование известняков, серых глин, песчаников и красных глин.

В Тянь-шане, где нет морских отложений палеогена, поверх красных меловых песчаников залегают породы нарынской свиты— песчаники и пестроцветные глины мощностью в 400 *м* с каменной солью и гипсом, с пресноводной и наземной фауной пелециод.

Неоген выражен в Средней Азии исключительно континентальными породами, которые в районе Заилийского Алатау покрывают несогласно нарынские соленосные породы; мы имеем здесь розовые и серые глины, пески и галечники с пресноводной фауной (25—160 *м*).

В Фергане неоген достигает мощности в 1000 *м* и приурочен к периферии горных хребтов. Нижняя его часть сложена грубозернистыми желтовато-серыми песчаниками, верхняя — конгломератами. Эти породы образуют предгорья средне-азиатских хребтов— «адыры». В Таджикской впадине, в Дарвазе, вдоль хребта Петра Великого и Алая на олигоцене залегают 1200—1500 *м* красных песчаников («кирпичная свита»), переходящих кверху в мощные толщи конгломератов. По Хераскову, мощность неогена в этом районе 3000—4000 *м*. Среди указанной свиты, по Марковскому, имеются следы несогласного залегания. На Памире неогеновые конгломераты заполняют почти целиком глубочайшие долины; к неогену же относятся древнейшие ледниковые накопления Памира. Все неогеновые отложения Памира резко дислоцированы.

Что касается до **четвертичного** покрова, то он развит очень разнообразно в зависимости от того, берем ли мы горные области Средней Азии или же ее обширные пустыни, или, наконец, котловины среди горных хребтов. Памиро-Алай и Тянь-шань несут на себе следы интенсивных древних оледенений, выражающиеся в существовании

моренных накоплений и галечниковых террас. При этом на Памире, по данным Попова, можно различить до трех четвертичных оледенений, а на Тянь-шане, согласно Резниченко, до двух. Террасовые накопления спускаются в пониженные области и в равнину, причем оказываются дислоцированными. Кроме того, все предгорья сложены мощными шлейфами конгломератов, интенсивно накапливавшихся, начиная со второй половины неогена. Для прилегающих к горам областей равнины и внутригорных впадин вроде Ферганской мы отмечаем наличие мощного покрова лёсса, отложившегося частью эоловым, частью пролювиальным путем. Лёссовая область захватывает бассейн р. Мургаба (туркменского), среднего течения Аму-дарьи, низовьев Зеравшана и среднего течения Сыр-дарьи. Западнее вплоть до Аральского моря располагаются пески Кара- и Кызыл-кумов, представляющие по последним данным, с одной стороны, следы более значительного распространения Арала, а с другой — широко распространенные отложения аллювиального типа, обычно обрамляющие высокогорные области, которые были центрами обширных четвертичных оледенений. Помимо этого, следует отметить развитие на Памире мощных галечниковых накоплений, заполнивших продольные долины между хребтами. Таким образом, четвертичный период был временем очень крупных поднятий древних палеозойских массивов, что сопровождалось складкообразованием среди четвертичных отложений. Процесс поднятий связан был отчасти с крупнейшими оледенениями высокогорных областей и с грандиозным накоплением галечникового материала в речных долинах и по периферии гор. В настоящее время все эти процессы еще не затухли — мы усматриваем это в очень интенсивном современном оледенении горных стран, в накоплении галечников и в весьма сильной сейсмической деятельности.

8. История развития Средней Азии

Сложна и многообразна история создания Средне-Азиатской горной страны и приведения ее в современное нам состояние. Нам известны в настоящее время лишь общие контуры и основные поворотные пункты тектонической и палеогеографической эволюции. Поэтому мы отметим лишь главнейшие этапы развития Средней Азии, не вдаваясь в детали, хотя они по своим масштабам были бы достаточно важными.

Существование в протерозое геосинклинального режима на всей территории Средней Азии не подлежит сомнению. Она сделалась ареной интенсивного складкообразования в конце протерозоя, что было соединено с мощными гранитными интрузиями. Этот факт выводится из явлений несогласного залегания кембрия и силура на метаморфических породах протерозоя. Однако, последнее не всюду наблюдается, и в ряде случаев мы имеем вполне согласное залегание протерозойских и кембрийских толщ огромной мощности, определяемой десятком километров и более; при этом граница между образованиями того и другого возраста является весьма неопределенной. Подобное положение говорит о том, что геосинклинальное погружение нижнего палеозоя образовалось не всюду одновременно и что в некоторой части Средней Азии геосинклинальный режим начался

далеко в протерозое и захватил также и кембрий. Необходимо отметить, что в Средней Азии существуют участки, которые либо не были захвачены последующей складчатостью, либо испытали ее в сравнительно слабой степени. К первым из них мы относим прежде всего область песков Муюн-кум в бассейне р. Чу, которая обходится с разных сторон складками, начиная с каледонских; это позволяет нам предполагать здесь наличие древнего докембрийского массива, обтекаемого со всех сторон складчатыми линиями. Другой подобный массив следует предполагать в восточной части Кызылкумов; он определяется расхождением Кара-тау и Нура-тау и угасанием Угама, Пскема и Чаткала. Арган предполагает также наличие огромного докембрийского массива — Сериндии — в районе бассейнов Яркенд-дарьи и Тарима, а также пустыни Такла-Макан, выводимое им из расхождения складок Тянь-шаня и Куэнь-луня. Нам остается отметить, что среди складок Тянь-шаньской системы мы находим Иссык-кульскую, Нарынскую и Ферганскую котловины, которые также служат причинами обхода палеозойских складчатых простираний, в том числе каледонских. Эти котловины в дальнейшей истории горных сооружений Средней Азии играют весьма своеобразную роль, представляя участки постоянного опускания, на которые опрокидываются соседние обрамляющие их складчатые зоны. Мы имеем здесь древние, вероятно, докембрийские массивы, служившие препятствиями при равномерном распространении складчатых волн. У Штилле мы находим представление, что Сериндия, Ферганская котловина и Русская платформа составляют единый тектонический элемент, ныне раздробленный, причем он устанавливает наличие тектонического барьера, идущего от Общего Сырта через Фергану в Сериндию и разобщающего складки уралотянь-шаньского направления от памиро-кавказских (карпатиды и рениды). Подобная концепция не отвечает тектонической действительности, так как уже давно Архангельским и другими геологами была установлена очень тесная тектоническая, фациальная и стратиграфическая связь Урала и Алая через посредство Султан-Уиз-дага и Нура-тау. Один взгляд на карту показывает, что «баррьер» Штилле должен пересечь уральско-алайскую дугу и, следовательно, его необходимо проводить южнее Алая и Каратегина, что́ уже полностью уничтожает концепцию Штилле. Новейшие тектонические и стратиграфические данные (Ренгартен, Марковский) указывают на очень большую общность структуры Алая и северного Памира, это заставляет вообще отказаться от представления о «баррьере», разделяющем северную и южную складчатые системы.

Возможно, однако, что Ферганская, Нарынская и Иссык-кульская котловины представляют собою лишь особые области погружения древних складчатых систем; во всяком случае тектоническое их значение пока неясно.

Кембрийская трансгрессия чрезвычайно широко распространилась по всей Средней Азии, уходя далеко за ее пределы. Фации в это время были главным образом глинистые. Очень интересен тот факт, что, насколько мы знаем, верхний кембрий в Средней Азии точно так же, как и на Урале, отсутствует. Существует предположение, что в конце кембрия происходила довольно значительная орогеническая фаза — салаирская, вызвавшая широкое поднятие всей

той области, в которой имело место мощное кембрийское осадкообразование. К этому времени, повидимому, приурочено довольно интенсивное проявление вулканизма. Созданные горные системы были весьма недолговечны, так как с начала силура происходит обширное погружение и на огромной площади восстанавливаются геосинклинальные условия; это видно из факта мощного отложения глинистого материала и появления основных эффузий. В середине силура снова происходит орогенез (таконская фаза), который определил все дальнейшее направление геологического развития северной части Средней Азии. Действительно, таконский орогенез захватил лишь систему северных дуг Тянь-шаня и не распространился южнее Ферганской котловины, где продолжалось углубление геосинклинали и где происходило непрерывное накопление осадочного материала. Следовательно, южная часть Средней Азии шла путем уральского развития, а в северной геосинклинальный режим закончился и стала образовываться платформа. Эта резкая грань двух структурных областей земной коры положила отпечаток на весь литогенез и на все тектонические проявления последующих периодов. Более поздние фазы каледонской складчатости в Средней Азии отсутствуют, и поэтому мы наблюдаем в южном Тянь-шане и в Памиро-Алае совершенно постепенный переход от морских силурийских отложений к таким же девонским, что́ напоминает нам соотношения на Урале. В северных хребтах дело обстоит совершенно иначе: с верхнего силура начинается отложение песчаников красного цвета, которое захватывает ряд последующих эпох. Это говорит о начавшемся размывании горных хребтов и водворении на севере Средней Азии аридной области, куда море проникало с юга на очень небольшое пространство и очень редко. Факт несогласного залегания на нижнепалеозойских сланцах различных горизонтов девона, а местами и нижнего карбона говорит о том, что созданная в середине силура горная страна испытывала неоднократные поднятия, а местами и опускания, причем явления воздымания и связанного с ним усиления эрозионных и литогенетических процессов были очень длительны.

Выше мы отмечали, что в районе Памиро-Алая силурийские и девонские слои связаны между собою постепенными переходами, это говорит об отсутствии в нем поздних фаз каледонской складчатости. В нижнем девоне мы видим широкое развитие герцинской фации, свидетельствующее о существовании в нижнедевонскую эпоху обширного и открытого моря, населенного фауной, свободно сообщавшейся с фауной западноевропейской и уральской. Разнообразие фаций в среднем и верхнем девоне указывает на наличие участков морского дна, отличавшихся друг от друга по глубине и по характеру литогенеза; очевидно, существовали опоясанные коралловыми рифами острова, на которых действовали многочисленные вулканы. Все это говорит о неспокойном положении земной коры, о постоянно сменявших друг друга поднятиях и опусканиях. В это время в районе северных дуг происходило накопление красноцветных пород. В верхнем девоне эта континентальная область опускается под уровень моря — наступает обширная трансгрессия, параллельно с которой резко усиливается вулканическая деятельность района Джунгарского Алатау, Чу-Илийских гор и Заилийского Алатау. При указанной трансгрессии образовывались проливы и заливы,

имевшие с морем очень плохую связь, и в них развивалась фауна типа кара-таускоя.

Девонский бассейн юга совершенно спокойно перешел в каменноугольный. При этом происходило усиленное прогибание геосинклинальной зоны и отложение очень мощных толщ известняков. На севере мы имеем местами трансгрессию, которая особенной величины достигает в визейский век. Нижнекаменноугольная эпоха отличалась в восточной части северных дуг крайне интенсивным вулканизмом, причем изверженные породы местами отодвигают на задний план осадочные толщи. В нижнем карбоне в районе северных дуг и предполагаемой глыбы Муюн-кум продолжала существовать также и суша, на которой, однако, осадочный процесс по сравнению с девонским сильно изменился — прекратилось образование красноцветных пород, сменившееся отложением песчано-глинистого материала во внутренних водоемах в условиях гумидной зоны, что выявляется наличием прослоев угля. Кроме того, на этой суше происходило усиленное накопление лавы и разнообразных вулканических продуктов. Так, до середины карбона мы можем проследить различные судьбы северной и южной областей; в южной господствовал геосинклинальный режим и существовало обширное море — край великого Тетиса, а в северной, основанием которой явился нижнепалеозойский складчатый фундамент, шло отложение континентальных пород. Различие структуры выразилось и в характере фаций и в палеогеографических особенностях. Действительно, море, существовавшее на юге без перерыва от силура до середины карбона, только изредка проникало на северную сушу; последнее имело место в верхнем девоне и в нижнем карбоне, причем только верхнедевонская трансгрессия перекрывала северную сушу почти целиком. Подобная разница зависела от того, что созданная в нижнем палеозое платформа была значительно менее гибкой, чем противопоставленная ей геосинклиналь юга.

В московскую эпоху мы имеем вполне определенное сокращение площади, занятой морем. Это обстоятельство стоит в тесной связи с проявлением судетской фазы складчатости, которая была обнаружена в системе Алая. Она отразилась на нижнепалеозойских массивах севера их общим поднятием, что и обусловило отход моря в южном направлении. Начиная со среднего карбона, в Средней Азии наблюдается неуклонное отступание моря к югу, как результат постепенно усиливающихся явлений поднятия краев геосинклинали. В уральскую эпоху море концентрируется в районе Памиро-Алая и южных цепей Кокшал-тау, совершенно освобождая северные цепи Тянь-шаня за исключением Джунгарского Алатау, который испытывает погружение в своей восточной половине. В это время на северном материке, представлявшем часть огромной Ангариды, которая захватывала всю Западную и Восточную Сибирь, а также Монголию, шло отложение главным образом эффузивного материала вследствие очень напряженной вулканической деятельности того времени.

В конце карбона и начале перми снова происходят крупные поднятия в районе Алая; это отражается, с одной стороны, в массовом накоплении конгломератов, песчаников и других обломочных пород, с другой же, в еще большем отступании моря в районе Алай-

ского хребта. В Заалайском хребте и в районе Музкольского хребта верхний карбон развит еще полностью в виде морских отложений, в то время как севернее мы видим уже чисто континентальные толщи. Процесс отступания к югу продолжался в течение всей перми; в Дарвазе нижнепермские отложения еще морские, но верхнепермские представлены уже конгломератами и другими породами, устанавливающими факт регрессии моря и очень значительного поднятия северной суши, которая к тому времени достигла уже Дарваза и северных частей Памира. Иначе дело обстояло восточнее, где морское покрытие удержалось в нижнепермской эпохе вдоль южных склонов Кокшал-тау и Джунгарского Алатау. Все эти факты показывают, что в верхнем палеозое нарастали орогенические напряжения, отражавшиеся на юго-западной периферии Ангариды образованием высокогорного рельефа по всей зоне от Урала до Кокшал-тау. Этот процесс сопровождался интенсивной магматической деятельностью— внедрением гранитов и мощными вулканическими извержениями, продукты которых занимают очень видное место среди пермских отложений Памиро-Алая и восточных цепей Тянь-шаня. В течение верхнепермской эпохи море сохранилось лишь в южной части Памира, причем фауна его носила индо-китайский характер. Очень слабо был развит морской режим в нижнем триасе; море временами и только очень небольшими заливами захватывало область Дарваза и часть южного Памира. На всем остальном пространстве Памиро-Алайской системы в нижнем триасе накапливались грубообломочные материалы. Еще менее было распространено море в среднетриасовую эпоху, когда оно, повидимому, захватывало лишь самый юг советского Памира. В более северных областях наблюдается резко несогласное залегание пресноводных континентальных образований верхнего триаса на сложно дислоцированных более древних породах вплоть до нижнего палеозоя. О развитии триаса в северных цепях Тянь-шаня у нас нет данных; скорее всего этому времени соответствовала эпоха интенсивной денудации. К началу среднего триаса приурочено напряженное складкообразование — последнее проявление герцинской эпохи орогенеза, подготовлявшееся в течение всего верхнего палеозоя. Складкообразование захватывает все палеозойские отложения, начиная с девона, и распространяется на всю Среднюю Азию, постепенно ослабляясь в своей интенсивности в северном направлении.

Этот важнейший орогенез полностью изменил направление развития Средней Азии: к созданной в середине силура платформе севера присоединились мощные горные хребты, выдвинувшиеся далеко на юг и уничтожившие геосинклинальный режим на всем пространстве страны, которая при этом превратилась в сушу, омывавшуюся на юге Тетисом. Известно, что в Тибете и Гималаях морская пермь тесно связана с морским же триасом; это указывает на отсутствие здесь позднегерцинского складкообразования. Отмечаем, что основной орогенез Алая, Дарваза и Гиссара соответствовал крупным поднятиям того же возраста на Урале. Все эти движения сопровождались весьма значительными интрузиями, с которыми было связано интенсивное оруденение. В середине триаса закончился палеозойский цикл развития Средней Азии, и последующие времена характеризуются иным направлением развития.

В верхнем триасе, начинающем собою в Средней Азии цикл мезозойского развития, море имеет в нашей области минимальное распространение: оно захватывает лишь юго-восточный угол Памира. К этому же району следует, повидимому, отнести и наличие морского лейаса. Относительно киммерийской складчатости дело обстоит очень неясно; еще не приходилось никому наблюдать факт несогласного залегания лейаса на верхнем триасе. Она здесь замещается памирской фазой, несколько более поздней — приуроченной к концу доггера. Незадолго до нее море несколько распространяется к северу, проникая в центральную часть Памира и в Таджикскую депрессию и омывая подножия хребта Петра Великого, Каратегина и Гиссара. Подобные факты говорят о том, что южная часть Памиро-Алайской системы в середине юры прогибается, очевидно, в ответ на прогрессирующее погружение Альпийско-Гималайской геосинклинали, расположенной южнее наших пределов. Опускание далеко на север не распространяется, встречая сопротивление уже консолидировавшихся складчатых сооружений. За отложением известняков мальма последовало андийское складкообразование, сопровождавшееся гранитными интрузиями; это свидетельствует о весьма значительной интенсивности смятия и соединенного с ним тангенциального напора. Однако, формы этой складчатости указывают на то, что она имела пост-орогенный характер и происходила не в недрах геосинклинали, а на краевой плите платформы. Действительно, мы видим здесь сравнительно простые формы складок, соединенные с расколами и перебросами, в духе германотипной складчатости. Несмотря на это, по краю Тетиса образовались значительные горные хребты. Процесс сопровождался регрессией моря и появлением соленых лагун.

Посмотрим теперь, что делалось севернее — на обширной суше, созданной герцинским орогенезом. Высокогорные области, образовавшиеся в северной части Памиро-Алайской системы и поверх каледонского складчатого фундамента в Тянь-шане, с середины триаса стали денудироваться и быстро понижаться, так что очень скоро вместо рассеченного горного рельефа был создан пенеплен, основные формы которого доступны наблюдению и в настоящее время. К концу триаса деструкционная работа была закончена и вся суша превратилась в холмистую равнину, вероятно, обладавшую все же значительными разностями высот, так как пенепленизация коснулась весьма разнообразных тектонических форм и различной твердости пород — от глинистых сланцев до освобожденных от осадочного покрова гранитов.

Нужно представлять себе, что тектонические процессы на материке не прекратились после окончания орогенеза, но только изменили свой характер: стали происходить значительные опускания и поднятия, сопровождавшиеся разнообразными расколами вновь созданной платформы. Прежде всего испытали опускания и ныне существующие котловины. Нам неясно, приурочено ли начало их погружения к мезозою или же они прогибались в эпоху наивысшего пароксизма складкообразования, как это мы имеем для массивов Средиземного моря, опустившихся в момент наиболее напряженных движений альпийского орогенеза. Во всяком случае в зонах этих погружений образовались озера, в которых происходило накопле-

ние угля и отложение песчано-глинистых осадков; в то же время сбегавшие с соседних возвышенностей речные потоки наносили накопления галечного и грубопесчаного материала, который поступал в виде дельт и конусов выноса в озерные котловины. Резкость рельефа подновлялась поднятиями — отзвуками памирской и андийской складчатостей.

Сильное изменение в характере местности начинается с нижнего мела. Созданные на юге андийские горные хребты отгородили материк от океана, что вызвало его осушение и появление аридных условий, сменивших гумидный климат юры и конца триаса. Одновременно с этим стали накапливаться толщи красноцветных песчаников и конгломератов, тем более грубых, чем ближе были горные хребты. Вся Средняя Азия сделалась ареной усиленной работы водно-эрозионных сил и усиленного отложения обломочного материала в пустынной обстановке. Мы видели подобные явления также и в Копет-даге, и в Эльбурсе; это заставляет думать, что андийское складкообразование было очень распространенным и имело очень большой геоморфологический эффект. Морское покрытие в нижнемеловой эпохе существовало на юге Памира, откуда море делало редкие набеги к северу. Вообще же нижнемеловая эпоха была временем регрессии моря, обусловленной крупными поднятиями смятого в складки мезозоя и древних палеозойских массивов.

Иную картину представляет верхнемеловая эпоха. К этому времени андийские горные цепи оказались снивеллированными, море захватывает Памир, оставляя на нем острова и полуострова, заходит в Таджикскую впадину, обходит с запада Гиссар и проникает в Ферганскую котловину. К концу нижнего мела следует отнести образование поперечного опускания всей складчатой зоны, соединяющей Алай и Тянь-шань с Уралом, опускания, возобновившего собою направление уральского прогиба и исходившего из района, лежащего далеко за пределами СССР.

Вследствие этого верхнемеловая трансгрессия, проникая во все районы опускания среди палеозойских массивов, широко распространилась в область Кызыл-кумов и Кара-кумов, оставляя ряд островов — вершины опущенных хребтов. Австрийские движения, бывшие особенно напряженными, по Гельмут-де-Терра (Helmuth-de-Terra) в Каракоруме, а также ряд субгерцинских поднятий неуклонно отражались на фациальном характере верхнемеловых отложений Средней Азии, периодически образуя засоленные лагуны. Наиболее резкое засолонение, выразившееся в массовом накоплении гипса, было приурочено к ларамийской фазе тихоокеанской складчатости. Несмотря на это, можно считать, что морской режим в общем не прерывался, так что верхнемеловое море перешло в палеогеновое, причем его очертания близко совпадали с конфигурацией мелового бассейна. Оно также широко распространялось в области Кызыл- и Кара-кумов, перекрывая древнее складчатое основание соединительных звеньев Урала и Алая; оно также заходило в Ферганскую котловину и образовывало неширокий пролив между Алаем и центральным Памиром, который в это время испытывал усиленное поднятие, по всей видимости, эпейрогенического типа. На севере мы видим проникновение моря в район Муюн-кум и бассейна р. Чу, т. е. в область предполагаемого древнего массива. В конце

олигоцена начинается общая регрессия моря, которая увела море далеко на запад, так что периферия палеозойских массивов освободилась от морского покрытия; как мы уже видели, в неогене в области горных сооружений Средней Азии море отсутствует. В главе о Закаспии мы устанавливали, что в неогене море касалось Арала, распространялось вдоль Копет-дага, но не переходило через Амударью на сколько-нибудь значительном пространстве.

В неогене имеют место крайне важные события в горных сооружениях Средней Азии, тесно связанные с альпийским орогенезом, происходившим в расположенной южнее геосинклинали. Уже в палеогене сильно приподнялись древние пенеплены Памира; в неогене этот процесс приобрел очень большую интенсивность. Палеозойский фундамент и пенепленизированные складки его мезозойского покрова были вознесены на очень большую высоту, благодаря чему стали сгружаться мощные массы продуктов разрушения возвышенностей Памира. Одновременно с этим поднятием происходило опускание предгорных впадин, что особенно резко было выражено в Таджикской котловине, где накопилось свыше 3000 *м* конгломератов. Процесс усиленного образования возвышенностей может быть наблюдаем не только на Памире, — он охватил также Алайскую систему хребтов и Тянь-шань; чем дальше на север, т. е. чем дальше от источника тектонического напряжения — Альпийско-Гималайской геосинклинали, тем слабее были неогеновые поднятия. Ниже мы увидим, что севернее р. Чу и оз. Балхаша, т. е. в восточном Казахстане, их почти уже совершенно нет. Они происходили довольно своеобразным путем — палеозойские массивы раскалывались по различным направлениям, причем линии разрывов располагались к горизонту под очень разнообразными углами. Вдоль расколов имели место движения диференциального типа, которые представляли либо поднятия вертикального или наклонного характера, либо погружения между ними вроде клинообразных грабенов. Можно говорить также и об явлениях вращения этих клиньев вокруг горизонтальной оси. Подобного рода крупнейшие тектонические перемещения имели очень многообразные последствия. Крайне замечательно, что Памир, Алай и Тянь-шань отличаются исключительно резко развитыми отрицательными аномалиями силы тяжести, что говорит о крупном недостатке массы в основании этих высочайших хребтов земного шара. Это парадоксальное явление может быть истолковано путем применения теории изостазии: хребты подняты настолько, что изостатическая компенсация их крайне мала и они находятся в очень неустойчивом равновесии.

Диференциальные движения глыб, на которые расколот древний палеозойский фундамент горных сооружений Средней Азии, вызвали возникновение складок и разрывов среди неогеновых конгломератов и даже четвертичных отложений. Кроме того, этими движениями обусловлена разнообразная, иногда очень интенсивная складчатость мезо-кайнозойского покрова в Алайской системе, Ферганской и Нарынской котловинах, в области Кара-тау и других местах. Эта покровная складчатость, переходящая в соседстве с массивами в короткие надвиги, по мере удаления от массивов делается все более и более слабой и, наконец, исчезает вовсе, что доказывает вполне ее пассивный характер.

Наконец, как последствие неогеновых глыбовых движений мы имеем расколы древних поверхностей пенепленов, образовавшихся местами еще в первой половине мезозоя, и их поднятие в высокогорные области, сопровождаемое их наклонами. Иначе говоря, древние геоморфологические элементы оказались во вторичном положении и претерпели разнообразные явления нарушений. Древние пенеплены мы можем поэтому наблюдать на высоте в 4000—5000 *м* на Памире и Тянь-шане, где они еще сохранились, почти не будучи затронутыми новейшей эрозией. Таким образом, высокогорный рельеф хребтов Средней Азии является не первичным, связанным с основным орогенезом, а вторичным, будучи обусловленным расколами ранее сравненных до положения равнины складчатых хребтов и сильнейшим диференциальным воздыманием отдельных глыб. Вследствие этого высокогорный рельеф здесь псевдоальпийский и его вполне можно назвать регенерированным, так как эти области получили его вторично, после крайне длительного существования здесь равнинных условий, под влиянием отзвуков альпийского орогенеза, создавшего альпийский рельеф вслед за складчатостью в Гималаях, Гиндукуше и других более южных хребтах.

Огромная высота, достигаемая Памиро-Алайской и Тянь-шаньской горной системой, обусловила чрезвычайно обширное оледенение последней в течение четвертичного периода. Процесс поднятия, соединенного с легкими проявлениями складчатости, продолжается еще и поныне; по данным Попова, подъемы чередовались с погружениями, что связано было с соответствующими поднятиями и опусканиями предгорных впадин и заполнением как последних, так и различных долин и котловин огромными массами обломочного материала. В настоящее время движения еще не закончились, о чем дает знать интенсивная сейсмическая деятельность, концентрирующаяся главным образом в Таджикской впадине, в Ферганской котловине (Наманганское и Андижанское землетрясения), в районе Алма-ата и других местах.

9. Полезные ископаемые Средней Азии

Продукты сложной геохимической жизни Средней Азии очень разнообразны и еще мало изучены. Наиболее существенными моментами могут считаться следующие. Образование *каменного угля* в небольшой степени относится к палеозою; наиболее значительные месторождения каменного угля приурочены к юрским озерным бассейнам, разбросанным в различных частях Средней Азии. Угли эти сравнительно не очень высокого качества: являются мало спекающимися, близкими к бурым.

Нефть связана с палеогеном Ферганы (Сель-рохо) и с южными частями Таджикской впадины (берега Аму-дарьи). Месторождения нефти Средней Азии являются изолированными от других нефтеносных областей и играют роль лишь местной топливной базы. Из полезных ископаемых нерудного типа следует упомянуть прежде всего *о фосфоритах* верхнего мела и отчасти палеогена; *калийные соли* приурочены к верхним горизонтам юры и к низам нижнего мела Гиссара и прилегающих областей; их происхождение следует ставить в связь с андийскими поднятиями, благодаря

которым образовались соляные лагуны и озера на месте отступавшего юрского моря. Сходные явления имели место и в верхнем мелу Таджикской впадины и Ферганы, вследствие чего мы имеем там мощные накопления гипса. Месторождение серы известно в окрестностях ст. Чаршанга Ташкентско-Ашхабадской ж. д. (Гаурдак); оно также приурочено здесь к мезозою.

Металлические месторождения обусловлены магматической деятельностью разнообразных орогенических эпох, создавших в Средней Азии мощные складчатые системы. Наибольшее количество выделений металлов относится ко времени герцинского орогенеза и отчасти андийского складкообразования.

Месторождения железа в Средней Азии существуют в различных местах — например, в Ферганской котловине вблизи Коканда и в Дарвазе — но значительных размеров не достигают.

Огромное значение в Средней Азии имеют полиметаллические руды, руды цветных и редких металлов; оруденение носит, по Щербакову, весьма своеобразные черты, так как отличается очень большим рассеянием вместе с очень крупным скоплением весьма разнообразных металлических компонентов. Можно наметить ряд металлических выделений, сопровождающих ту или иную последовательность магматических проявлений — гранитное, нефелин-сиенитовое, монцонитовое, порфиритовое и т. д.

Из цветных металлов отметим наличие меди в Алмалыкском месторождении к югу от Ташкента. Серебро, свинец, цинк мы встречаем в Курминском хребте и на Памире. Повидимому, герцинскими гранитными интрузиями обусловлены месторождения сурьмы и ртути Алайского хребта и частично золота на Памире.

Говоря о полиметаллических рудах, необходимо коснуться комплексного месторождения Кара-мазар к югу от Ташкента, где имеется чрезвычайно оригинальное оруденение в связи с герцинской складчатостью, внедрением гранитов и излиянием порфиров, сопровождающихся венцом рудных жил. В Кара-мазаре развиты руды свинца, цинка, серебра, меди, висмута, мышьяка, вольфрама, молибдена, олова.

В Фергане, среди палеозойских известняков находится месторождение Туя-муюн, известное присутствием радиоактивных элементов — урана, тория, радия. На Памире мы встречаем в связи с гранитными интрузиями слабо еще изученные месторождения редких цветных металлов, а также олова. Метаморфические толщи южного Памира характеризуются месторождениями золота и оригинального минералогического комплекса (рубин, шпинель, гранат, ляпис-лазурь). Наиболее важная эпоха рудообразования в Средней Азии приурочена ко времени герцинского орогенеза, интрузии которого создали благоприятные условия для интенсивного металлогенеза; наряду с концентрацией весьма различных элементов, он отличается их оригинальным рассеянием.

Несомненно, что современная картина металлоносности Средней Азии вскрыта далеко еще не полностью; дальнейшее изучение тектоники и петрографии гигантских хребтов может выявить еще целый ряд новых месторождений, в особенности редких металлов, олова и цветных металлов. Не выясненная еще до конца геологическая

картина Средней Азии, естественно, затуманивает и наши познания о богатствах недр этой обширной страны.

IV. ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

1. Тектоника

Под именем Восточного Казахстана мы понимаем область, расположенную к северу от р. Чу и оз. Балхаша и граничащую на западе непосредственно с Уралом по западной окраине Тургайской впадины. На севере район заканчивается примерно у линии железной дороги Челябинск—Омск. На востоке границей служит р. Иртыш между Омском и оз. Зайсан, причем котловина вокруг последнего относится нами к следующей главе и разбирается совместно с Алтаем.

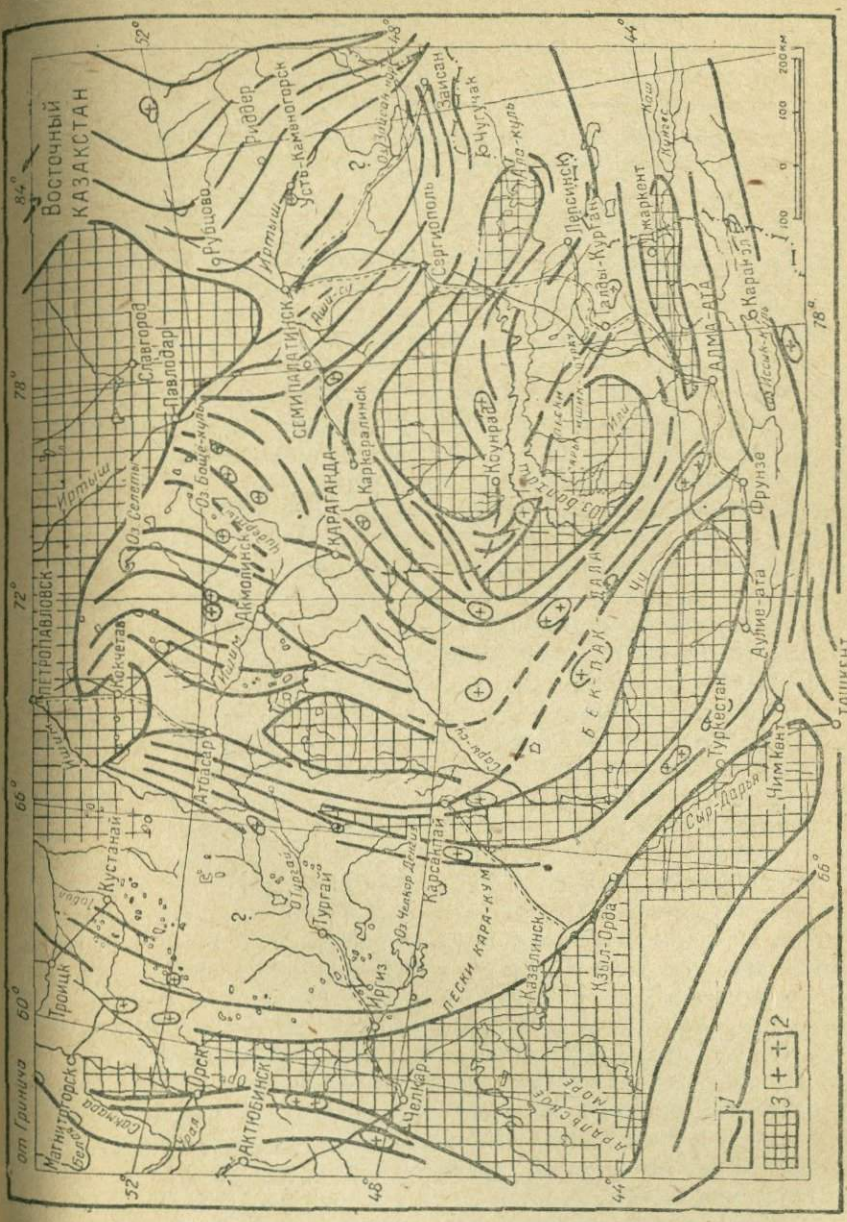
Большую часть очерченной выше площади занимает складчатая страна Восточного Казахстана, ограниченная линией Семипалатинск — Петропавловск — Байконур—южная оконечность оз. Балхаша и геоморфологически представляющая нагорье, наиболее высокое на юго-востоке, где поднимаются хребты Калбинский, Чингиз, Тарбагатай, Саур; в остальной части мы видим типичный мелкосопочник. Структурно — это палеозойская складчатая область, кое-где перекрытая горизонтальным покровом мезо-кайнозойских отложений. В окружающих впадинах — Тургайской и Иртышской — палеозойский складчатый фундамент опущен очень глубоко и поверхность сложена горизонтальными толщами кайнозоя.

Вся обширная область Восточного Казахстана в настоящее время весьма хорошо освещена работами Кассина; к ним мы будем постоянно обращаться при описании ее геологического строения. Нужно сказать, что палеозойская часть района изучена лучше его впадин, так как она представляет чрезвычайно большой практический интерес из-за развития в ней многочисленных месторождений цветных металлов и других полезных ископаемых. Следует заметить, что в настоящее время Академией наук СССР ведутся в области Восточного Казахстана большие геологические работы, благодаря которым получились результаты, заметно отличающиеся от приводимых ниже построений Кассина; незаконченность этих работ не позволяет нам воспользоваться их материалом.

Тектоническая картина Восточного Казахстана очень сложна и известна лишь в своих общих чертах; дальнейшие работы должны, очевидно, весьма значительно ее детализировать и уточнить. Но для наших целей общего ознакомления с геологической структурой этой области имеющихся данных в общем достаточно.

В основании складчатой страны Восточного Казахстана лежат сильно раздробленные и опущенные на различную глубину массивы докембрийских пород — наиболее жесткие элементы казахстанской структуры (фиг. 9). Относительно одного из них мы уже говорили в предыдущей главе — это тот массив, который находится в области песков Муюн-кум. По Кассину, он продолжается в северо-западном направлении в сторону Карсакпая и верховьев р. Тургая. Касаясь структуры равнинных областей Средней Азии, мы уже высказывали предположение, что северная часть Кызыл-кумов расположена также на древнем устойчивом массиве; последний фигурирует и в схеме Кассина, причем он распространяет его на все Аральское

море и протягивает узкой полосой на север в сторону восточного склона Урала. Это предположение является уже гипотезой, которая вряд ли имеет под собою достаточные основания. Между р. Сары-су



Фиг. 96. Схема расположения докембрийских массивов и простираний каледонских складок в Восточном Казахстане (по Кассину).
1 — направление складок и разломов каледонского орогенеза; *2* — каледонские интрузии; *3* — докембрийские массивы.

и г. Атбассаром Кассин помещает еще один небольшой массив, выводимый им из факта расхождения каледонских складок. Далее к востоку мы видим на его карте два массива — один, занимающий южную часть оз. Балхаш и низовья р. Или, и другой, расположенный между Коунрадом, Каркаралинском и оз. Ала-куль вблизи

картина Средней Азии, естественно, затуманивает и наши познания о богатствах недр этой обширной страны.

IV. ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

1. Тектоника

Под именем Восточного Казахстана мы понимаем область, расположенную к северу от р. Чу и оз. Балхаша и граничащую на западе непосредственно с Уралом по западной окраине Тургайской впадины. На севере район заканчивается примерно у линии железной дороги Челябинск—Омск. На востоке границей служит р. Иртыш между Омском и оз. Зайсан, причем котловина вокруг последнего относится нами к следующей главе и разбирается совместно с Алтаем.

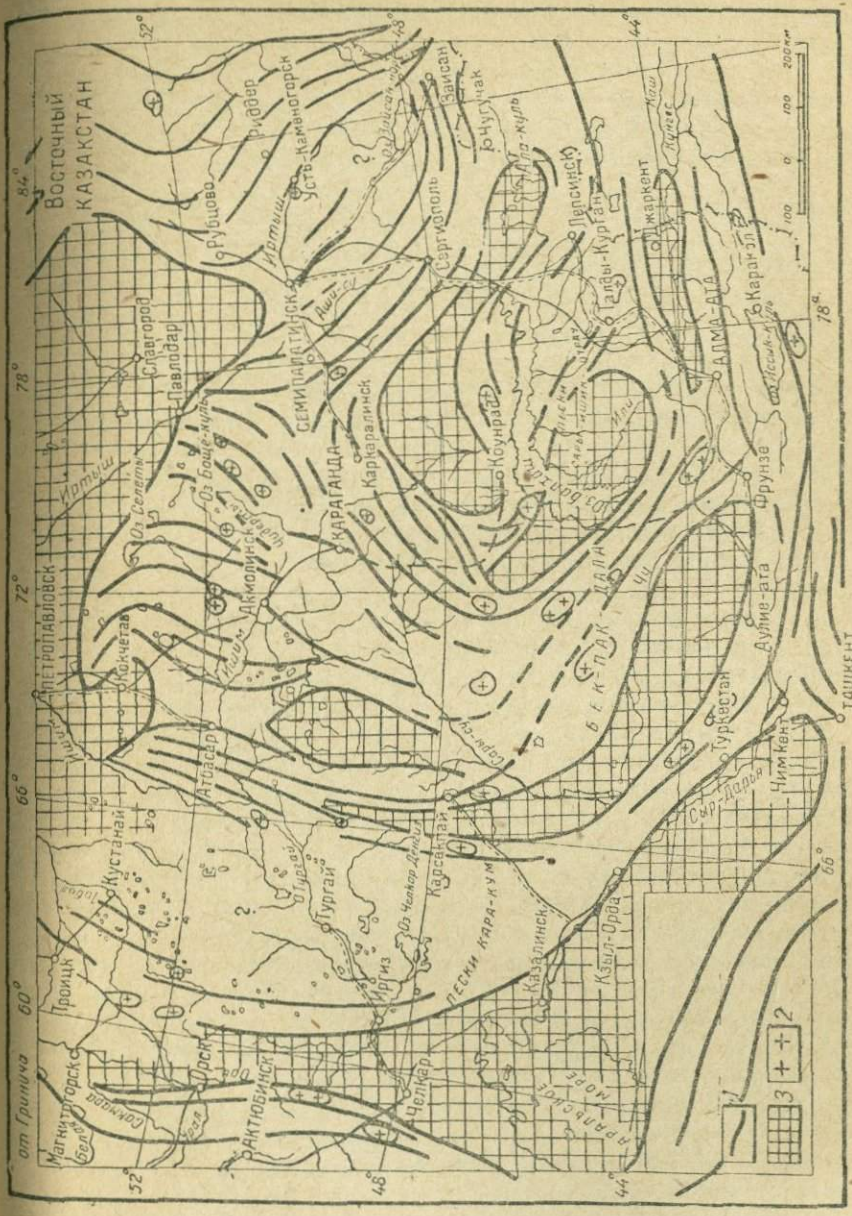
Большую часть очерченной выше площади занимает складчатая страна Восточного Казахстана, ограниченная линией Семипалатинск — Петропавловск — Байконур—южная оконечность оз. Балхаша и геоморфологически представляющая нагорье, наиболее высокое на юго-востоке, где поднимаются хребты Калбинский, Чингиз, Тарбагатай, Саур; в остальной части мы видим типичный мелкосопочник. Структурно — это палеозойская складчатая область, кое-где перекрытая горизонтальным покровом мезо-кайнозойских отложений. В окружающих впадинах — Тургайской и Иртышской — палеозойский складчатый фундамент опущен очень глубоко и поверхность сложена горизонтальными толщами кайнозоя.

Вся обширная область Восточного Казахстана в настоящее время весьма хорошо освещена работами Кассина; к ним мы будем постоянно обращаться при описании ее геологического строения. Нужно сказать, что палеозойская часть района изучена лучше его впадин, так как она представляет чрезвычайно большой практический интерес из-за развития в ней многочисленных месторождений цветных металлов и других полезных ископаемых. Следует заметить, что в настоящее время Академией наук СССР ведутся в области Восточного Казахстана большие геологические работы, благодаря которым получились результаты, заметно отличающиеся от приводимых ниже построений Кассина; незаконченность этих работ не позволяет нам воспользоваться их материалом.

Тектоническая картина Восточного Казахстана очень сложна и известна лишь в своих общих чертах; дальнейшие работы должны, очевидно, весьма значительно ее детализировать и уточнить. Но для наших целей общего ознакомления с геологической структурой этой области имеющихся данных в общем достаточно.

В основании складчатой страны Восточного Казахстана лежат сильно раздробленные и опущенные на различную глубину массивы докембрийских пород — наиболее жесткие элементы казахстанской структуры (фиг. 9). Относительно одного из них мы уже говорили в предыдущей главе — это тот массив, который находится в области песков Муюн-кум. По Кассину, он продолжается в северо-западном направлении в сторону Карсакпая и верховьев р. Тургая. Касаясь структуры равнинных областей Средней Азии, мы уже высказывали предположение, что северная часть Кызыл-кумов расположена также на древнем устойчивом массиве; последний фигурирует и в схеме Кассина, причем он распространяет его на все Аральское

море и протягивает узкой полосой на север в сторону восточного склона Урала. Это предположение является уже гипотезой, которая вряд ли имеет под собою достаточные основания. Между р. Сары-су



Фиг. 96. Схема расположения докембрийских массивов и простираний каледонских складок в Восточном Казахстане (по Кассину).

1 — направление складок и разломов каледонского орогенеза; *2* — каледонские интрузии; *3* — докембрийские массивы.

и г. Атбассаром Кассин помещает еще один небольшой массив, выводимый им из факта расхождения каледонских складок. Далее к востоку мы видим на его карте два массива — один, занимающий южную часть оз. Балхаш и низовья р. Или, и другой, расположенный между Коунрадом, Каркаралинском и оз. Ала-куль вблизи

границы с Синь-цзянем. На севере, в районе Кокчетава, находится очень большой докембрийский массив, который занимает также и южную часть Западно-Сибирской равнины, как это доказано скважинами в окрестностях Петропавловска. Точно так же в районе Иртышской впадины можно предполагать наличие жесткой глыбы, исходя из анализа расположения складок в Казахстане и в Кузнецко-Алтайской горной стране. Подобное распределение массивов Кассиным устанавливается для эпохи каледонской складчатости, для более же поздних эпох площадь массивов сильно сокращается, оставаясь неизменной только на юге и на северо-востоке.



Фиг. 97. Разрез в районе р. Чидерты (по Кассину).

Тектоника докембрийских массивов еще очень мало известна; можно установить следующие два факта: наличие среди них несогласного залегания, говорящего о двух эпохах складкообразования, и существование на юге северо-западных простираний, принимающих затем меридиональное направление. В районе Кокчетава простирания докембрийских складок перекрещиваются. Для нас эти простирания очень важны потому, что они показывают, что основные линии тектоники Казахстана заложены в исключительно далекие времена и что последующие направления складок приспособляются к указанным основным простираниям.

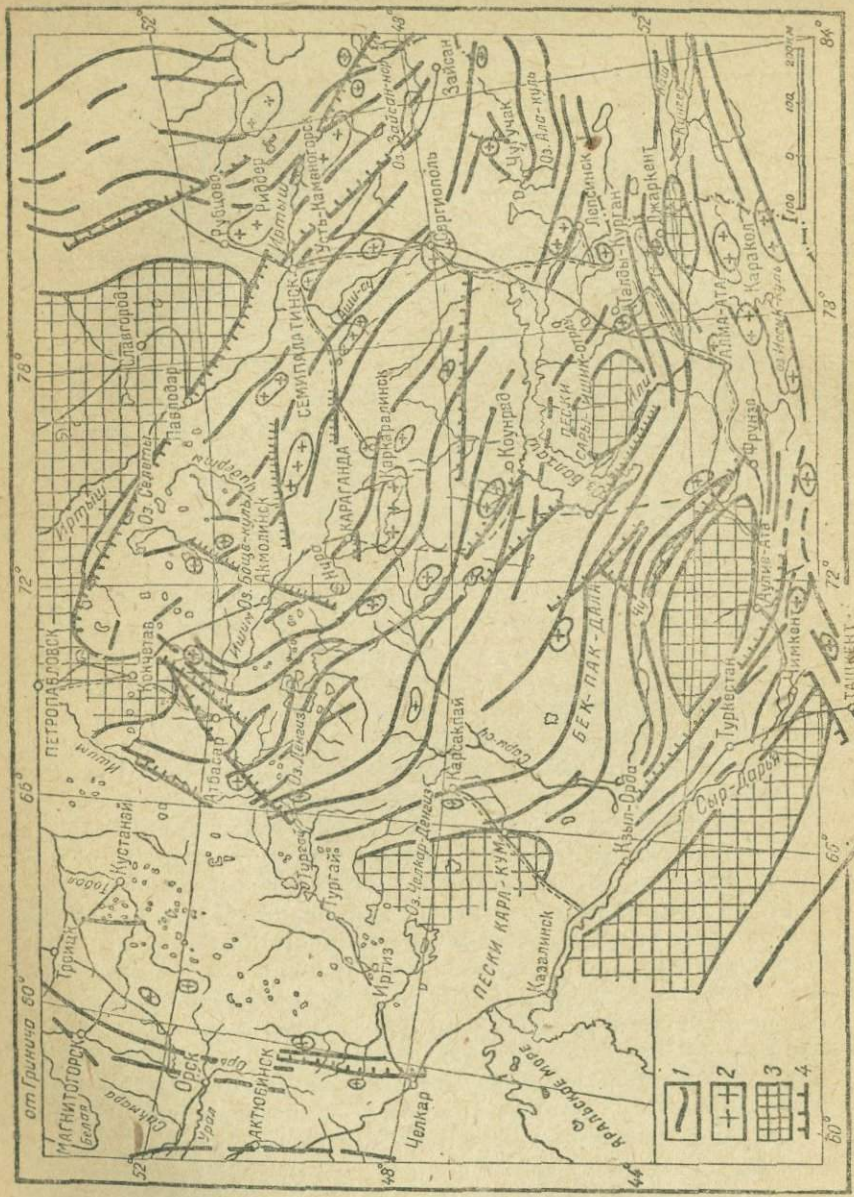
Нижний палеозой залегает на протерозое в общем несогласно, хотя граница обеих групп еще не установлена с достаточной точностью. Мощность нижнего палеозоя достигает многих километров, причем всюду он оказывается очень интенсивно дислоцированным. Характер складчатости здесь очень разнообразный — мы имеем крутые складки, соединенные с явлениями разрывов (фиг. 97); по последним данным количество этих разрывов очень преувеличено; местами наблюдаются брахискладчатые структуры. Изоклинальные складки, широко распространенные на Алае и в Тянь-шане, здесь отсутствуют. Особенности казахстанских складок объясняются, вероятно, наличием древних массивов, которые мешали напряжениям земной коры разрешаться правильно сжатыми складками и обусловили сложность структуры и явления скалывания, зависевшие от дифференциальных движений островных массивов. В этом отношении геосинклинальная зона Казахстана, развивавшаяся на раздробленной докембрийской платформе, имеет очень своеобразные черты и непохожа на те обширные зоны прогибов, которые мы видели на Кавказе, Урале, Алае и Тянь-шане. В настоящее время нет еще твердой уверенности в том, имеется ли салаирская фаза; на ее существование намекают толщи конгломератов в основании силура и широкое распространение движений этого времени в окрестных районах. Кассин считает, что наличие салаирских движений в Казахстане весьма вероятно. Очень отчетливо выявляется таконская фаза, благодаря резко несогласному залеганию готландских слоев на ордовичских. В отличие от хребтов Тянь-шаня в складчатой стране Во-

сточного Казахстана очень определенно выражено несогласное залегание девона на верхнем силуре, сопровождаемое огромными накоплениями вулканического материала. Все это делает несомненным, что эрийская фаза каледонской складчатости проявилась в Казахстане исключительно сильно. Она сопровождается интрузиями, которые в таконской фазе имели меньшее распространение. Таким образом, следует полагать, что эрийский орогенез был в Казахстане главным, создавшим на месте геосинклинали мало устойчивую платформу. Далеко на юг эти движения, повидимому, не распространились. Складчатость верхнего силура очень интенсивного характера и только в районе Балхаша отмечаются пологие складки. Помимо складок к этой фазе приурочены также и различные дислокации разрывного типа. Каледонские складки, имеющие в районе Тарбагатая и Саура широтное простирание, меняют его в более западных районах на северо-западное, причем они изгибаются, как бы обтекая древние массивы. В районе возвышенности Улу-тау складки принимают меридиональное простирание, а в бассейне рек Сары-су, Нура и Чидерты они уклоняются к северо-востоку. На севере и северо-востоке складки упираются в большой докембрийский массив; возможно, что, если он не сплошной, то они проникают и севернее. Существуют ли каледонские складки в основании Тургайской впадины, нам неизвестно, но отрицать там их наличие нет основания.

Созданная в Казахстане каледонской складчатостью платформа оказалась очень неустойчивой: это видно из мощных накоплений девонских отложений и крайне интенсивного вулканизма. Следующая фаза орогенеза приурочена к середине карбона и сопровождалась значительными интрузиями. Так как она проявлялась на складчатом нижнепалеозойском основании, опущенном сравнительно неглубоко, то и формы ее весьма сильно отличаются от тех, которые характеризуют основную для Казахстана каледонскую складчатость. Здесь присутствуют главным образом широкие брахискладки северо-западного простирания, которые то повторяют каледонские простирания, то, наоборот, пересекают их под углами, иногда близкими к прямым. Это происходит между верховьями Тургая, Ишима и Чидерты — т. е. там, где каледонские складки принимают северо-восточное направление. Складкообразование же на сравнительно жестком складчатом фундаменте, изобилующем изверженными магматическими породами, происходило естественно с некоторыми затруднениями и обусловило появление брахиантиклинальных структур, соединенных с весьма крупными разрывами и надвигами; это неизбежно должно было получиться при развивающемся напоре на складчатые формы иного простирания; он при этом разрешался в виде скалывающих движений (фиг. 98).

Второй пароксизм дислокаций приходится на середину перми; он также сопровождался интрузиями гранитов. Эти движения были направлены по тем же простираниям, что и отмеченные выше, и выразились в усложнении структуры и в раздроблении прежде образовавшихся складок системами разрывов и надвиганий. Последнее проявление герцинского орогенеза ознаменовалось надвигами триасового времени; указанные движения глыбового характера происходили уже в сильно консолидированной плите и достигли значи-

тельных размеров, хотя и сопровождались не очень интенсивным вулканизмом.



Фиг. 98. Схема складчатых простираний герцинского орогенеза (по Кассину).

1 — направления герцинских складок; 2 — герцинские интрузии; 3 — древние массивы; 4 — направление главнейших разломов начала мезозоя.

Палеозой покрывается, как это доказано в самое недавнее время, весьма распространенными островами юрских отложений, которые, по данным Шлыгина, местами сильно изогнуты в складки, местами же участвуют в глыбовых надвигах. Такие проявления дислокаций следует признать за отзвуки андийского орогенеза, как мы видели, интенсивно проявлявшегося в системе Памиро-Алая. В соответствии с этим резкость нарушений уменьшается с юго-запада на северо-

восток. Формы складчатости — то крутые, то пологие, соединенные с весьма крупными разрывами. К последним относятся очень значительные сбросы, которые привели, например, протерозой на один уровень с мезозоем, как это отмечено для Байконура. К этому времени Кассин приурочивает большие опускания вдоль линий сбросов и флексур, имеющих на западе меридиональное направление, а на востоке — северо-западное. Указанные дислокационные проявления связаны были с образованием Тургайской и Иртышской впадин и оконтурили тот структурный элемент, который мы называем складчатой страной Восточного Казахстана. Некоторыми авторами отмечаются также и ларамийские нарушения, но они не имеют широкого распространения. Вся описанная складчато-глыбовая структура претерпела весьма значительные разломы, главным образом неогеновые, которые приурочены преимущественно к югу (окрестности оз. Балхаша) и к юго-востоку (Тарбагатай, Саур и Чингиз) и вдоль которых произошли глыбовые перемещения, аналогичные столь характерным яксартским движениям Средней Азии; впрочем, здесь они отличаются меньшим размахом; в центральной части Казахстана они не проявились вовсе, очевидно, в связи с удаленностью этой местности от края зоны альпийского орогенеза. Этим объясняется и тот факт, что наибольшие высоты имеют хребты, примыкающие к Тянь-шаню, тогда как остальная площадь имеет равнинный характер. Последние движения этого рода приурочены уже к четвертичному времени.

Нам остается рассмотреть еще проявления в восточном Казахстане магматической деятельности. Мы здесь встречаемся с рядом вулканических циклов, соответствующих эпохам орогенезов. Среди докембрийских кристаллических пород можно наметить, согласно Кассину, две фазы интрузивной деятельности и несколько фаз эффузий. Каледонская эпоха содержит две главнейших фазы магматической деятельности; первая приурочена ко второй половине кембрия и захватывает также и ранний силур. Очевидно, эти проявления магматизма связаны с предполагаемой в Казахстане салаирской складчатостью. К среднему кембрию Акмолинского и Бощекульского районов и хр. Чингиза приурочены порфиритовые лавы, туфы и туфобрекчии, переслаивающиеся с осадочными породами, что заставляет приписывать вулканогенным образованиям подводное происхождение. Наоборот, в начале верхнего силура извержения имели наземный характер и сопровождались накоплениями агломератов, бомб и другого твердого вулканического материала. Вулканическая деятельность в кембрии выражалась в излиянии лав главным образом основного типа — порфиритов и андезитов. Вторая фаза каледонского вулканизма связана с главной фазой орогенеза того времени, а именно приурочена к границе силура и девона, на который располагаются мощные покровы андезитов и порфиритов; к ним присоединяются уже и продукты расщепления основных лав — альбитофиры и андезинофиры. Сюда же приурочены очень разнообразные интрузии гранитов, габбро, перидотитов и других ультраосновных пород. Явления оруденения в каледонском цикле не особенно значительны.

Следующий цикл начинается излияниями альбитофиров в центральном Казахстане, а также дацитов, трахитов и липаритов; иначе

говоря, извержения начала девона давали кислые лавы. С течением времени вулканическая деятельность в центральном Казахстане затухала и перемещалась на юго-восток, где она очень энергично проявлялась в карбоне и перми. Здесь распространены различные порфириты, андезинофиры и альбитофиры, сопровождаемые мощными толщами туфов и туфобрекчий. К среднему карбону приурочены огромные интрузии гранитов и гранодиоритов; вторая фаза интрузий — а именно появление аляскитов (бесслюдистых гранитов) связана с следующим этапом тектонического развития Казахстана. Наконец, в самом конце перми появляются щелочные породы (нефелиновые сиениты, эссекситы). К этому же времени относятся разнообразные лакколиты и эффузии у Семипалатинска в горах Семейтау, описанных недавно Горностаевым; тут имеются породы весьма различного химического состава как основного, так и кислого ряда; они лежат на размытой поверхности палеозоя, сохраняя до настоящего времени свои геоморфологические особенности.

К герцинским интрузиям в Казахстане приурочено очень разнообразное и интенсивное оруденение, выразившееся преимущественно в концентрации цветных металлов и полиметаллов.

С начала мезозоя мы уже не видим в Казахстане проявлений магматической деятельности, хотя к югу от Балхаша, в северных цепях Джунгарского Алатау, она еще имела место. По окраинам нашего района следует отметить термальные источники, указывающие на наличие на глубине значительных высоконагретых масс.

2. Стратиграфия палеозоя

Прежде чем разбирать стратиграфию палеозоя, необходимо немного остановиться на **докембрийских** образованиях, которые отмечены в Восточном Казахстане на севере, в районе Кокчетава и Борового, выходящими на поверхность, северное же, в сторону Петропавловска, обнаружены рядом скважин, прошедших покров горизонтального палеогена; на западе докембрийские породы выступают в возвышенности Улу-тау, на юге — к западу от оз. Балхаш. Мы уже видели, что докембрийские породы в Восточном Казахстане представляют отдельные изолированные массивы, из которых северный является наибольшим. Стратиграфические соотношения в докембрии Казахстана не выявлены сколько-нибудь основательно, и мы имеем о них пока очень скудные сведения. Принято считать, что в Казахстане существуют две докембрийские свиты различного возраста, отличающиеся друг от друга по степени дислоцированности и метаморфизма. К нижней принадлежат гнейсы и слюдистые сланцы, сильно интрудированные гранитами и основными породами. К верхней относятся кварциты, серицитовые сланцы, филлиты, мраморовидные известняки, а также порфиры, диабазы и туфы. Есть тенденция считать обе эти свиты **протерозойскими.**

Палеозой Восточного Казахстана представлен очень полно, особенно в своих нижних частях. **Кембрийские** отложения доказаны Мейстером для хр. Чингиз, в котором развиты глинистые сланцы, филлиты и сильно метаморфизованные покровы порфиритов и порфиров; местами наблюдаются прослои известняков. Фауна этих пород указывает, по Мейстеру, на средний кембрий (*Agnostus*

fallax, *Anomocare convexa*). Другая фауна, в которой мы находим археоциат, архаические формы кораллов и ортоцератитов, по мнению Вологдина, свидетельствует о верхнекембрийском возрасте, что, однако, не может считаться еще окончательно решенным. Нижние горизонты уленты-чидертинского палеозоя, представленные конгломератами и розовыми песчаниками мощностью до 1000 *м*, с трилобитами могут быть, по мнению Кассина, также отнесены к кембрию. Кассин допускает, что в районе Кокчетава, Экибастуза и Прибалхашья имеются также не выделенные еще кембрийские отложения.

Значительно больше распространены **силурийские** отложения, которые известны в горах Улу-тау, в районе Кокчетава у Акмолинска, на р. Ишиме, в районе Уленты и Чидерты, в Экибастузе, а также в центральных частях Казахстана (Баян-аул, Успенское) и в районе Каркаралинска, хр. Чингиз, хр. Тарбагатай и других хребтов юго-восточного Казахстана.

Ордовичские слои центрального Казахстана, например, окрестностей Баян-аула начинаются покровами порфиритовых лав с прослоями яшм и туфогенных песчаников, кроющимися разноцветными яшмами; свита заканчивается снова лавовыми покровами, среди которых указываются прослои коралловых и криноидных известняков, а также конгломератов. Общая мощность ордовичских слоев в этом районе колеблется от 2000 до 3500 *м*; в соседних районах в этой свите встречаются *Illaenus*, *Bumastus* и другие трилобиты. В подобном же роде представлены ордовичские слои и в других районах Казахстана (хр. Чингиз и др.); всюду обращает на себя внимание исключительно большое развитие порфиритовых лав и других вулканических накоплений, что очень сильно отражается на характере дислоцированности этих толщ: мощные лавовые покровы вызывают сильное раздробление свиты, вследствие их очень большой сопротивляемости сжимающим усилиям.

На ордовичских слоях резко несогласно лежат готландские, указывая тем самым на широкое распространение очень энергичных таконских движений. В районе того же Баян-аула готландские слои начинаются конгломератами, выше которых располагаются разнообразные песчаники и известняки; подобные породы, отложившиеся в области мелкого моря, говорят об изменившихся условиях осаждения после таконской складчатости и о наличии среди моря большого количества размывавшихся островов. В верхних частях свиты преобладают темные песчаники, туфовые конгломераты, а также песчаники красного, серого и зеленоватого цветов. Мощность указанных пород в Баян-аульском районе достигает 2500 *м*. Несогласно на них залегают очень различные по мощности покровы андезинофировых лав, брекчий и туфов, которые относятся также частью и к нижнему девону (силур-девон Кассина). Наибольшая мощность лавовых покровов в этом районе достигает 1500 *м*. Все вместе взятое дает для всего силура 6000—7000 *м* мощности, местами же она увеличивается до 9500 *м*. К востоку от хр. Чингиз готландские слои представлены, по данным Коржинского, иначе: так, здесь огромную роль играют покровы порфиритов и кислых лав, сопровождаемых туфами и брекчиями. Большое развитие имеют яшмы, появление которых всегда бывает тесно связано с энергич-

ной вулканической деятельностью. Давно уже были известны готландские слои западного побережья Балхаша (Мын-арал). Фауна готландских слоев характеризуется присутствием *Halysites* и *Favosites*, *Atrypa reticularis*, *Bronteus* и первыми *Spirifer*.

Девон имеет очень широкое распространение в Казахстане; он залегает резко несогласно на верхнем силуре, причем в основании располагаются покровы альбитофировых лав, различные агломераты вулканического материала, туфы и туфобрекчии. Мощность этих покровов очень разнообразна: особенно значительны лавовые покровы в окрестностях Успенского рудника и у Каркаралинска, где мощность их достигает до 1500 *м*. Местами, наоборот, она падает до нуля, так как излияния, естественно, не были повсеместными.

Нижний девон представлен преимущественно континентальными осадочными и вулканическими породами. Так, в Баянаульском районе девон начинается конгломератами и красными и розовыми песчаниками с покровами альбитофировых лав и сопровождающими их туфами и брекчиями. Эта свита, мощность которой в одних случаях доходит до 1550 *м*, а в других падает до 10 *м*, должна быть отнесена к жединскому и кобленцскому ярусам. Местами, как, например, на Чидерты, и весь средний девон сложен такими же континентальными породами, мощность их иногда достигает до 2000 *м*; но в отличие от нижнего девона его слои заключают флору *Psilophyton*, *Asteroxylon*. Восточнее, в районе Экибастуза (берега Иртыша), нет ни нижнего, ни среднего девона. В хр. Чингиз Мейстер указывает красноцветные песчаники, лежащие ниже верхнедевонских известняков. Восточнее (Кокпекты) в нижнем девоне развиты туфогенные породы с растительными остатками, кроющиеся лавовыми покровами и туфами; образование пород этого типа продолжалось вплоть до начала верхнего девона. В предыдущем изложении было указано, что этот район и в силуре отличался очень напряженным вулканизмом.

Подобного же рода сложение имеет девон Прибалхашья, также очень богатый эффузивами.

Морские отложения девона, обозначающие начало трансгрессии моря на пустынную сушу, относятся к весьма различным горизонтам. В горах Улу-тау, т. е. в западной части казахстанской складчатой страны, на песчаники налегают известняки в 1000 *м* мощности со *Spirifer Archiaci*, относимые Кассиным к верхнему девону. В Кокчетавском районе имеются среднедевонские сланцы со *Spirifer carinatus*; в верховьях Ишима, наоборот, — песчаники с прослоями морских мергелей верхнего девона и только в конце девона мы встречаемся со сплошным развитием известняков. При просмотре девонских разрезов по Казахстану мы убеждаемся, что жединский ярус всюду представлен континентальными породами; в кобленцском ярусе, а именно в его верхней части мы уже находим морские отложения (Чидерты и Баянаул) — известняки со *Spirifer carinatus*, *Sp. Murchisoni*. В эйфельском ярусе в том же районе залегают коралловые известняки — явление очень широко распространенное в среднем девоне Казахстана. Живетский ярус выражен также известняками со *Spirifer undifer* и *Sp. mucronatus*; присутствие последнего — очень типичной формы для гамильтонских слоев Северной Америки —

указывает, что к этому времени море приобрело весьма значительные размеры, причем стали устанавливаться связи с очень отдаленными странами. Но среднедевонские отложения в морской фации развиты далеко не всюду — главным образом они сконцентрированы в северной половине района, а также в полосе, примыкающей к Иртышу, и в Тарбагатае. Наоборот, на юго-западе страны и в Прибалхашье средний девон представлен континентальными вулканогенными фациями. Южнее, в северных цепях Тянь-шаня, мы видели то же континентальное развитие среднего девона. Иная картина наблюдается для верхнего девона, в котором только нижние его части замещены континентальными породами. Он главным образом сложен известняками мощностью в несколько сот метров; из фауны отметим *Spirifer Verneuilli*, *Sp. sulcifer*, *Rhynchonella cuboides*. Местами фауна имеет фаменский облик, встречаются указания и на отложения, переходные к каменноугольным. В районе Экибастуза девон отличается своеобразным развитием, так как там верхний девон налегает непосредственно, но несогласно на нижний палеозой, имея в основании конгломераты и песчаники, выше же располагаются известняки с фауной фаменского яруса.

Каменноугольные отложения связаны с девоном непрерывными переходами. В районе Улу-тау нижний карбон начинается серией известняков темного или желтоватого цвета со *Spirifer tornacensis* и *Productus burlingtonensis*, затем идут песчаники и глинистые сланцы, в свою очередь покрывающиеся известняками с *Pr. deruptus*. Эта свита, представляющая турнейский и визейский ярусы, имеет мощность до 800 *м*; выше известняки переслаиваются с мергелями и кроются серыми и красными песчаниками 1200 *м* мощности. Последние являются уже образованиями континентального типа и могут быть отнесены к среднему и, может быть, к верхнему карбону; среди них встречаются медистые песчаники (Джезказган). Однако, не всюду разрез морского карбона одинаков; на севере Улу-тау и в районе Атбассара верхние горизонты турне ложатся местами непосредственно на девонские континентальные песчаники. Мы здесь имеем также и другие изменения; так, в турнейских и визейских слоях большое развитие получают глинистые сланцы, вверху же располагаются песчаники с остатками растений, с прослоями глинистых сланцев и каменных углей. В центральном Казахстане, а именно, в бассейне р. Нуры и в Караганде, на верхнедевонских известняках залегают известняки с *Productus Kassini*, относящиеся к турнейскому ярусу. Выше мы видим очень мощную толщу песчаников и сланцев, в верхней части которой встречается визейская фауна; морские отложения связаны очень тесно с пластами конгломератов, мергелей и углей, с флорой динантского типа. Морские породы в центральном Казахстане показывают значительное разнообразие фаций и выражены то известняками, то глинистыми сланцами, иногда появляются песчаники. Угленосная свита согласно перекрывает морские образования нижнего карбона, причем в нижней ее части встречаются еще морские формы (*Productus semireticulatus*); в середине развиты углистые сланцы, глины, конгломераты и пласты каменного угля, вверху же преобладают глины и пески с *Neuropteris*. Мощность угленосной свиты определяется в 500 *м*. Этот тип карбона крайне характерен для Казахстана и Западной

Сибири и с некоторыми вариациями прослеживается к востоку вплоть до Енисея. Возраст свиты — м о с к о в с к и й или уральский. Такого же типа карбон в Экибастузе и в Каркаралинском районе. Несколько иначе обстоит дело в степи Бек-пак-дала, где в нижнем карбоне большое значение имеют мелководные известняки и даже ракушечники, а также песчаники. Выше располагаются континентальные красные песчаники, переслаивающиеся с покровами лав. На востоке, в районе Сергиополя и в Тарбагатае, общий характер стратиграфии карбона тот же, но отличается присутствием лав, туфов и туфогенных пород. Значительные изменения карбон приобретает в хр. Саур и Монрак. С одной стороны, здесь развиты конгломераты и песчаники, а с другой—покровы основных и кислых лав, туфы и брекчии. Встречаются растительные остатки нижних горизонтов карбона. Они покрываются континентальными песчано-глинистыми отложениями с флорой более высоких горизонтов — *Neurogangamopteris cardiopteroides*, *Noeggerathiopsis aequalis*, указывающей на уральский и даже пермский возраст. Морские образования присутствуют только в самой нижней части свиты, все же остальное представляет континентальное накопление.

Пермь в Казахстане целиком выражена одними континентальными породами. В Сауре, по данным Нехорошева, на только что упомянутые континентальные отложения карбона налегают образования сходного типа в 3000 *м* мощности; здесь имеются песчаники и сланцы и прослои глинистых известняков с *Anthracosia*. Из растительных остатков упомянем только что приведенные формы. Еще выше залегают песчано-глинистые породы с *Noeggerathiopsis aequalis*. В Караганде и Экибастузе в верхних частях угленосной свиты встречается пермская флора, что заставляет относить их уже к перми; далее мы увидим, что значительную роль тут играет также и угленосная юра.

3. Мезозойские и кайнозойские отложения

При рассматривании геологической карты Азиатской части СССР издания 1922 г. можно видеть, что пятнышки **юрских** пород на площади Восточного Казахстана очень редки. В настоящее же время следует говорить о весьма значительном их распространении. Каких-либо отложений, которые можно было бы отнести к триасу, на этой площади нет; повидимому, ему соответствует эпоха энергичной денудации палеозойской горной страны и образование коры выветривания. Юра носит исключительно континентальный характер, распространена на более или менее обширных площадях и залегает на размытой поверхности палеозойского складчатого фундамента. В Караганде к юрской системе относятся конгломераты и разноцветные песчано-глинистые образования с бурым железняком и прослоями углей; здесь встречены остатки *Ginkgo*, *Czekanowskya*, *Pityophyllum*. Мощность континентальных юрских пород в Караганде достигает 200 *м*. В Майкюбенском бассейне мы имеем внизу угленосную толщу, преимущественно песчано-глинистую, вверху же развиты конгломераты и песчаники; общая мощность майкюбенской юры определяется Кассиным в 160—170 *м*, т. е. очень близко к тому, что имеется и в Караганде. Следует упомянуть, что, по новым исследованиям Великовской, палеозойский фундамент покрыт корой выве-

тривания, в основном образовавшейся ранее юрских отложений — возможно, в триасе. Она имеет различные свойства в зависимости от того, находится ли поверх основных эффузивов или же на различных осадочных породах. Кора выветривания очень ярко окрашена, заключает каолинит и окислы железа и не носит латеритного характера, о котором сообщали исследователи Казахстана. В Акмолинском районе поверх нее залегают красноцветные глины, содержащие бокситы. Эти отложения, по Великовской, тесно связаны с песчано-глинистыми породами, заключающими угли и юрскую флору.

Особенно мощно развита юра в Сауре, где имеются конгломераты и песчаники мощностью до 700 *м*; они кроются песчаниками, глинистыми сланцами и углями до 1000 *м* мощности. Среди второй из указанных свит найдена флора (*Equisetites*, *Cladophlebis haiburnensis*, *Pityophyllum*), указывающая на юрский возраст.

Отложения, подобные описанным выше, Кассин относит к меловым, указывая среди них окатанные кости меловых динозавров.

Палеогеновые породы очень широко распространены в Казахстане: они занимают всю Тургайскую впадину, покрывают древние массивы в районе Петропавловска и слагают всю Иртышскую впадину. На всем этом обширном пространстве они представлены морскими отложениями. В Тургайской впадине основания палеогена не видно, самыми же нижними его горизонтами здесь являются синевато-серые глины с гипсом и сидеритовыми конкрециями; кверху они переходят в песчано-глинистые образования со слоями песчаников. Общая мощность всей этой толщи достигает 300 *м*. В ней Кассин различает эоцен и олигоцен. В первом из них он отмечает присутствие *Crassatella grignonensis*, *Pecten corneus*, *Ostrea gigantea*. Из второго он приводит *Cyprina perovalis*, *Ostrea ventilabrum*, *Ostrea prona*. Над этими отложениями располагаются косвенно-слоистые пески с прослоями глин, бурого угля и лигнита. Здесь встречаются остатки растений (*Sequoia*, *Populus*, *Juglans*, *Quercus*), пресноводные моллюски и кости крупных млекопитающих *Indricotherium*, *Epiaceratherium*. Эти образования, явственно континентальные, относят к аквитанскому ярусу, т. е. к самому концу олигоцена.

В долине р. Чу палеоген слагают пески и розоватые глины с остатками акул, кроющиеся песками с *Indricotherium*. Что касается палеогена бассейна Иртыша, то мы его опишем в одной из следующих глав при разборе стратиграфии Западно-Сибирской равнины.

Помимо морских отложений палеогена, в Казахстане развиты также и континентальные породы того же возраста. Так, в районе Улу-тау к палеогену Кассин относит красные гипсоносные глины и мергеля до 250 *м* мощности.

Гораздо более распространены **неогеновые** образования в виде пестрых глин и бурых суглинков. Среди них встречаются пресноводные моллюски, кости *Hipparion*, *Mastodon angustidens*, *Rhinoceros*, *Felis*, *Hyaena*, *Camelus*, а также остатки растений. Подобного же рода породы существуют и по окраинам Казахской складчатой страны. Очевидно, мы имеем дело с отложениями озер, очень широко распространенных в неогене восточнее Урала.

Четвертичный покров построен очень просто и представлен главным образом делювиальными и аллювиальными образованиями.

И только на Тарбагатае мы встречаемся с ледниковыми накоплениями, указывающими на четвертичное оледенение этого хребта.

4. История развития

Докембрийский этап развития Казахстана для нас неясен; повидимому, несомненен геосинклинальный режим, который существовал в те времена дважды, будучи разделен эпохой складкообразования и вторжения гранитной магмы. Вторая эпоха орогенеза относится к концу или середине протерозойской эры. В связи с последним орогенезом возникает платформа типа Русской, начинающая с кембрия раздробляться. Отдельные ее участки опускаются на различную глубину, что следует ставить в связь с явлениями растяжения. В результате образуется геосинклинальная зона, которая отличается особенностями, не встречавшимися нам ранее при описании других геосинклинальных зон. Действительно, мы не можем сомневаться в существовании на территории Казахстана в нижнем палеозое обширной геосинклинали: об этом красноречиво свидетельствуют и огромная мощность отложений (около 15 000 *м*) кембрия и силура, и напряженная подводная вулканическая деятельность. С другой стороны, среди этой геосинклинальной зоны располагались весьма обширные жесткие массивы, оказавшие на последующее складкообразование свое возмущающее и направляющее воздействие. Между ними были сравнительно неширокие зоны прогибания. Таким образом, геосинклиналь была разбита на сложную систему каналов, в которых происходило усиленное накопление осадков, тогда как массивы являлись ядрами поднятий. Особенно был велик северный массив; контуры его намечены только на юге, о его протяжении на север мы еще не имеем никаких данных. Следовательно, для нижнего палеозоя мы не можем представить себе обширного участка земной коры с более или менее равномерным геосинклинальным характером. Мы видим здесь чередование узких геосинклинальных прогибов и жестких массивов, вносивших очень крупные изменения в фациальный и тектонический режим этого участка Урало-Тянь-шаньской геосинклинали.

Кембрийская трансгрессия захватывает, повидимому, весь рассматриваемый район, хотя находок кембрия было сделано еще очень мало. По причине скудости данных мы не можем сделать никаких заключений ни о характере фациальных условий кембрийского моря, ни об очертании его берегов. Наличие кембрия на Южном Урале, в Средней Азии и, как мы потом увидим, в Кузнецко-Алтайской горной стране заставляет думать об очень широком распространении кембрийских вод. Конец кембрия, по всей видимости, ознаменовался орогеническими движениями салаирской фазы, существование которой намечается как стратиграфическим, так и вулканологическим путем: именно к этому времени приурочена очень интенсивная эффузивная деятельность. Характер складчатости этой фазы нам неизвестен; не знаем мы также и того, захватила ли она все геосинклинальные прогибы и какие геоморфологические последствия с нею связаны; во всяком случае структуры она особенно не изменила, и в начале силура мы снова видим в Казахстане геосинклинальный режим. Огромная мощность осадков нижнего силура

и крайне напряженная подводная вулканическая деятельность дают нам понятие о том, насколько интенсивно было прогибание земной коры между древними кристаллическими массивами. Для ордовикской эпохи мы также должны предположить очень широкое распространение моря, среди которого поднимались значительные острова. Ее конец ознаменовывается таконским орогенезом, который сопровождался интрузивной деятельностью и извержениями наземных вулканов. Очевидно, складчатость создала острова, на которых работали многочисленные вулканы. Но этот орогенез так же, как и салаирский, не образовал платформы — земная кора еще была очень пластична, так что в начале готландской эпохи произошло новое погружение, однако, характер литогенеза сильно изменился: мы видим очень обширное распространение песчаников, свидетельствующих о наличии среди моря весьма значительных островов, а также развитие коралловых известняков. Последнее следует трактовать как появление условий, способствующих образованию коралловых рифов. Коралловые постройки, постоянно связанные с какими-нибудь архипелагами, могут возникать только в условиях постоянно погружающихся неровностей морского дна, как этого требует теория Дарвина. Поэтому наличие коралловых построек в огромном большинстве случаев представляет собою весьма точный показатель структурных особенностей земной коры; такие постройки являются типичными образованиями геосинклиналей или же тех морей, которые трансгредируют на только что опустившиеся горные гребни, созданные предыдущей работой геосинклиналей. На островах, видимо, очень многочисленных, усеивавших казахское море, ландшафт был пустынным — происходило разрушение гор и накопление красноцветного материала.

В конце силура намечается регрессия моря — появляются красные песчаники, часть которых, вероятно, континентального происхождения, часть же, по мнению Кассина, является продуктом перемывания континентальных красноцветных пород. Конец силура ознаменован тремя явлениями исключительного значения: интенсивным орогенезом, охватившим ранее отложенные многокилометровые толщи, огромными гранитными и гранодиоритовыми интрузиями, прорывавшими осадочные и магматические породы нижнего палеозоя, а также исключительно интенсивными наземными извержениями вулканов.

Колоссальное накопление осадочных толщ в течение нижнего палеозоя приводит к крайне энергичной складчатости эрийской фазы. Мощные гранитные интрузии прорезают осадочные породы; начинают действовать весьма многочисленные вулканы, расположенные на все более и более поднимающихся островах. Эрийская фаза в Казахстане имела значение главной, она в сильной степени изменила структуру земной коры, приведя ее на положение платформы. Это обстоятельство сейчас же отразилось и на физической географии всего района — море ушло из него в соседние геосинклинали, и на месте морских просторов с архипелагом островов водворилась суша, которая первое время покрывалась мощными накоплениями твердых вулканических выбросов. Окружающая суша представляла собою горную страну с сухим и жарким климатом, так что денудация ее происходила по законам аридной зоны. Отлагались мощные

толщи конгломератов и песчаников в результате постоянно передвигавшихся осыпей и работы временных горных потоков. Долины между хребтами заполнялись грубым обломочным материалом. Горы постепенно понижались, и материал, из которого они были сложены, распространялся по обширной территории. Материк терял резкость своего рельефа, который становился мягче, превращаясь в пенепленизированную равнину; на последней местами образовывались озера; берега их были покрыты скудной растительностью первобытных псилофитов, в дальнейшем сменившихся первоначальными видами папоротников.

Конец нижнего девона отмечается постепенным погружением материка под воды наступавшего с севера и северо-востока моря; отдельные участки района покрываются им в течение среднего девона и франского века верхнего. Погружение шло постепенно и очень медленно. Тогдашний ландшафт представлял собою теплое море с рядом скалистых островов, вокруг которых создавали свои постройки кораллы. Постоянное опускание морского дна сильно способствовало росту рифов. На островах интенсивно работали вулканы, свидетельствуя о том, что на глубинах происходили еще очень большие перемещения масс. Наконец, в фаменском веке весь Восточный Казахстан, за небольшими исключениями, погрузился под уровень моря, островов стало меньше, исчезли и коралловые рифы. Вулканизм постепенно заглох, и только в юго-восточном углу Казахстана вулканическая деятельность продолжала оставаться очень напряженной.

Девонское море перешло постепенно в каменноугольное, причем вначале площадь, им занятая, несколько сократилась, но в визейский век море достигло максимума своего распространения. В структуре земной коры за это время особенных изменений не произошло, хотя несколько большее разнообразие фаций, а также песчаные и глинистые осадкообразования свидетельствуют о возобновившихся поднятиях древних массивов и появлении значительных островов. Юго-восток попрежнему отличался весьма интенсивным подводным вулканизмом.

В конце визейского века начинаются очень значительные движения судетской фазы, которые выразились в Казахстане образованием брахиантиклинальных складок большого радиуса, располагавшихся в зависимости от древней каледонской структуры и докембрийских массивов. Распространение последних к этому времени, как показывает тектоническая карта Кассина, сделалось меньше, очевидно, за счет разломов и погружений, имевших место в предыдущую эпоху. Судетские движения были особенно интенсивны среди древних массивов, сопровождаясь очень значительными интрузиями гранитов и напряженным вулканизмом на юго-востоке района. Складкообразованию сопутствовало поднятие обширных площадей, между которыми возникли замкнутые озерные котловины, заполнявшиеся обломочным материалом с соседних возвышенностей и накоплением углистого вещества за счет лесов, росших в условиях теплого и влажного климата. Море стало отступать с востока на запад, так что раньше всего, еще в турнейскую эпоху, вышли из-под его уровня местности в районе современного Тарбагатая; из центрального же Казахстана море стало уходить в конце

визе, постепенно удаляясь в зону урало-алайского геосинклинального прогиба. К началу московской эпохи территория складчатой страны Восточного Казахстана была совершенно освобождена от морского покрытия; взамен его создался горный рельеф, в понижениях которого располагались озерные котловины, частью же заболоченные пространства; в них шло образование лимнических углей. На юго-востоке в это время проявили бурную деятельность многочисленные, уже наземные, вулканы.

Смена моря сушей имеет, конечно, для всякой области очень большое принципиальное значение; тем более важность этого явления должна быть подчеркнута для Казахстана, так как для добрых двух третей его то была эпоха окончательной, вплоть до наших дней, ликвидации морского режима. Переводя это на язык тектонических формулировок, мы должны сказать, что в начале среднего карбона произошли очень крупные изменения структуры данного участка земной коры, который приобрел весьма значительную жесткость; этому способствовали как происходившее в нем складкообразование, так и крупные гранитные массивы, находившиеся в его недрах. Земная кора приобретает при этом тенденцию к поднятию, переходя на положение краевой плиты. Начиная со среднего карбона, на всей территории Восточного Казахстана в течение верхнего палеозоя происходит лишь континентальное осадкообразование то в виде сгружения грубогалечного и песчаного материала шлейфов, опоясывающих возвышенности, то в виде осаждения на дне больших и малых озер, то, наконец, в качестве накопления мощных масс лавы, туфов и туфобрекчий; последнее особенно характерно опять-таки для юго-восточного угла района.

Мощное отложение континентальных осадков способствовало новому взрыву орогенического напряжения; в середине перми мы имеем снова складкообразование, соединенное с многочисленными перемещениями масс, большими разрывами и весьма значительными интрузиями. Естественно, что подобные тектонические явления немедленно отразились на геоморфологии страны, создав новые возвышенности взамен прежних высот, уже сильно денудированных за предыдущее время. Другим следствием пермских (заальских) движений была новая консолидация земной коры — новый шаг на пути становления платформы. Вполне понятно, что триасовая тянь-шаньская фаза разрешилась в Казахстане лишь образованием весьма значительных надвигов и расколов. Мы имеем здесь аналогию с теми расколами и надвигами, которые мы наблюдаем в Тянь-шане в момент альпийского орогенеза.

Возвышенности, созданные этими движениями, стали усиленно размываться, что вызвало пенепленизацию Казахстанской страны. Кроме того, палеозойские осадочные и магматические породы стали испытывать весьма продолжительное воздействие атмосферы, приведшее к появлению пестро окрашенной коры выветривания. Киммерийские движения отразились в Казахстане очень слабо — повидимому, обновились некоторые возвышенности, снова создав чередование высот и низин, в которых в условиях влажного климата образовывались озерные бассейны. Как мы уже видели, в последних шло вначале отложение бокситов, а затем стали накапливаться угли. В конце юры появляются довольно интенсивные дислокации, отно-

сящиеся к андийской фазе [1]. Она сказалась в Казахстане весьма отчетливо; по его периферии происходили очень крупные опускания (Тургайская и Иртышская впадины), связанные, повидимому, с весьма значительными сбросами, так что оставшаяся неопущенной центральная и юго-восточная часть складчатой страны Восточного Казахстана получила характер гигантского горста. На этом последнем андийские движения проявились различными разломами и надвигами, а также смятием в довольно энергичные складки юрских отложений. Что происходило в течение мелового периода, сказать очень затруднительно; вероятно, имел место весьма значительный размыв как палеозоя, так и юры. В Тургайской впадине мы вправе усматривать наличие морских пород верхнемелового возраста, так как они широко распространены в Кызыл-кумах, по северному берегу Аральского моря, а также на Южном Урале и в районе Челябинска. Она, повидимому, представляла тот путь, по которому шло соединение северных и южных меловых морей.

Начало палеогена совпадает с крупнейшей морской трансгрессией, которая не только проходит через Тургайскую впадину, но длинным и узким заливом проникает в бассейн р. Чу, а также омывает палеозойский массив с севера и даже с востока, захватывая Иртышскую впадину. Оставшаяся сушей область представляла огромный полуостров, далеко вдававшийся в море. Погружение впадины Чу и Иртышской говорит об очень значительном опускании всего Казахстана, а в особенности его краевых частей. К концу олигоцена намечается процесс обратного знака: происходит медленный подъем, благодаря которому глинистые фации сменяются песчаными, а затем лагунными и чисто континентальными отложениями. Этот подъем сопровождался, по мнению Кассина, разломами и сбросами, оживившими старые мезозойские разрывы.

В неогене страна, приобревшая характер равнины, покрывается системой озер, вроде тех, которые и в настоящее время усеивают Тургайскую впадину и Зауралье.

Явления глыбовых поднятий по системам расколов получают очень важное значение в районе Тарбагатая, Саура и других хребтов юго-востока. Это играло большую роль в смысле образования горного рельефа, способствовавшего развитию обширных оледенений. После первого из них снова развились глыбовые поднятия на юго-востоке района, еще более подчеркнувшие горный, регенерированный рельеф древних палеозойских массивов, оживших в последнее время. Любопытно отметить, что такая регенерация происходила в районе, в котором проявилась крайне напряженная вулканическая деятельность в течение всего палеозоя. Севернее Балхаша и хр. Чингиз эти поднятия не распространялись, и тот пенеплен, который образовался еще в мезозое, в мало измененном виде дошел и до настоящего времени, являясь основой современного мелкосопочного и степного ландшафта Казахстана.

[1] Вследствие очень еще шаткой геологической терминологии в литературе встречаются указания, плодящие недоразумения и противоречия. Так, например, Шлыгин говорит о киммерийских движениях, указывая одновременно, что ими собраны в складки юрские породы. Между тем — древнекиммерийская фаза имела место до отложения юры; дислокации же, о которых идет речь, относятся к андийской или новокиммерийской фазе, что им не оговорено.

5. Основные направления образования полезных ископаемых

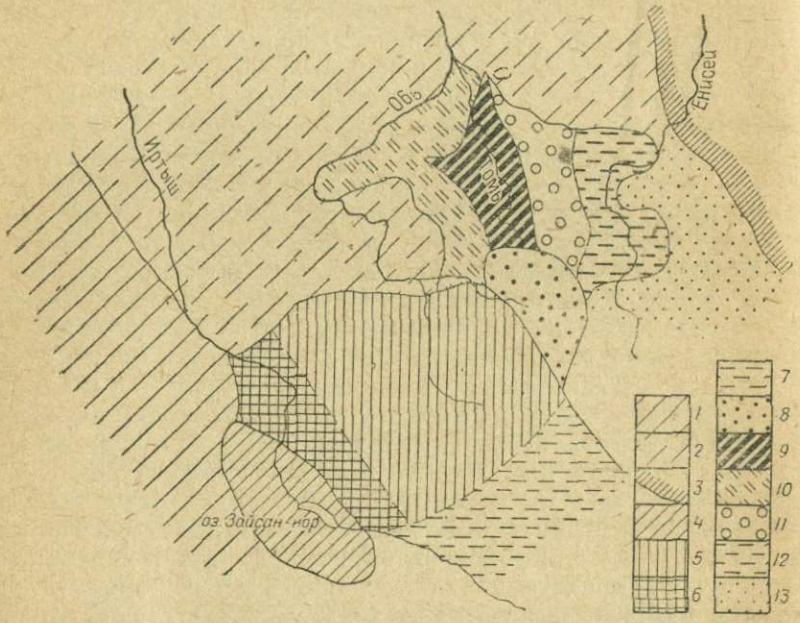
Мы прекрасно знаем, что образование полезных ископаемых есть часть общего геологического процесса и выражается в концентрации в определенных условиях химических элементов в зависимости от направления геохимической жизни при той или иной тектонической структуре. Повторение процессов орогенеза и напряженная вулканическая деятельность Казахстана в течение первой половины его геологической истории определили ход образования его полезных ископаемых в виде различных металлических руд. Так, мало еще известная нам жизнь докембрия создала некоторое количество золотоносных кварцевых жил. В районе Корсакпая мы имеем железистые кварциты типа криворожских. Каледонские интрузии вынесли на поверхность руды металлов платиновой группы; с указанными интрузиями также связаны еще неразведанные месторождения магнетита, хромита, никелевых и медных руд. Однако каледонская металлогеническая деятельность была относительно слабой и стоит далеко позади герцинской. Прежде чем ознакомиться с ней, отметим, что орогенез этого времени, вызвавший удаление моря и возникновение озерно-болотистых пространств, создал удобные условия для накопления в верхнем палеозое каменного угля, известного в ряде крупных ныне эксплоатируемых месторождений (Караганда, Экибастуз и др.); кроме того, явления эрозии созданных ранее горных хребтов привели к концентрации меди осадочным путем в песчаниках (Джезказган). Верхний палеозой характеризуется огромными интрузиями гранитов, вызвавшими широко распространенные контактно-метаморфические явления, которые послужили предпосылкой интенсивного металлогенеза, главным образом в отношении цветных металлов. Прежде всего отметим крупнейшие месторождения медных руд Коунрада, Боще-куля, Коктасджала, принадлежащих к типу вкрапленных в гранит-порфиры и сиенит-порфиры. Медь содержится также в рассеянных рудах среднекаменноугольных медистых песчаников Джезказгана и таких же девонских песчаниках Джилонды; наряду с этим она встречается и в жилах (Успенское месторождение и др.). Месторождения полиметаллического типа (свинец, цинк, медь) относятся к разряду колчеданных залежей и связаны с лавовыми и туфовыми породами. В контактах гранитов и сиенитов с известняками и туфами образовались железные руды и месторождения марганца.

Юра характеризуется концентрацией, с одной стороны, алюминия в бокситах озерных водоемов, с другой, — угля. К третичным отложениям приурочено большое количество озерных образований, бурых углей, лигнитов, а также разнообразных песков и песчаников.

Таким образом, в Казахстане очень ясно видно, насколько геологическая история, тектоническое развитие и геохимические процессы, связанные с эндогенной деятельностью, определяют характер полезных ископаемых; так, в палеозое мы имеем появление металлических руд, образовавшихся магматическим путем, а в мезозое и кайнозое преобладают каустобиолиты, а также и другие отложения, созданные деятельностью континентального осадкообразования.

1. Основные тектонические данные

К востоку от складчатой страны Восточного Казахстана располагается система горных хребтов и обширных котловин, которую мы будем называть сборным именем Кузнецко-Алтайской горной страны. На западе мы в нее включаем котловину Зайсанского озера и верхнее течение р. Иртыша; на севере граница нашего района



Фиг. 99. Схема расположения тектонических элементов Кузнецко-Алтайской горной страны.

1 — складчатая страна Восточного Казахстана; *2* — Западно-Сибирское опускание; *3* — край Сибирской платформы; *4* — Зайсанская котловина; *5* — Горный Алтай; *6* — Рудный Алтай; *7* — Гобийский Алтай; *8* — Горная Шория; *9* — Кузнецкий бассейн; *10* — Салаир и Обский массив; *11* — Кузнецкий Алатау; *12* — Минусинско-Ачинская котловина; *13* — Западный Саян.

очень расплывчата и определяется приблизительно линией Семипалатинск — Новосибирск — Томск — Красноярск. На востоке границей района является линия соприкосновения палеозойских складчатых хребтов с докембрийским фундаментом Сибирской платформы, проходящая от Красноярска к юго-востоку, к стыку Западного и Восточного Саяна. На юге границей района служит государственная граница СССР; иначе говоря, ограничение Кузнецко-Алтайской горной страны на юге не имеет естественного характера.

Кузнецко-Алтайская горная страна в тектоническом отношении является далеко не однородной, но состоит из целого ряда тектонических элементов (фиг. 99). Мы будем различать в ней следующие единицы: на крайнем юго-западе располагается Зайсанская впадина, прилегающая, с одной стороны, к уже описанным Тарбагатаю и Сауру, а с другой,— к мало еще известному Калбинскому хребту. К востоку от Иртыша находится крайне сложная громада

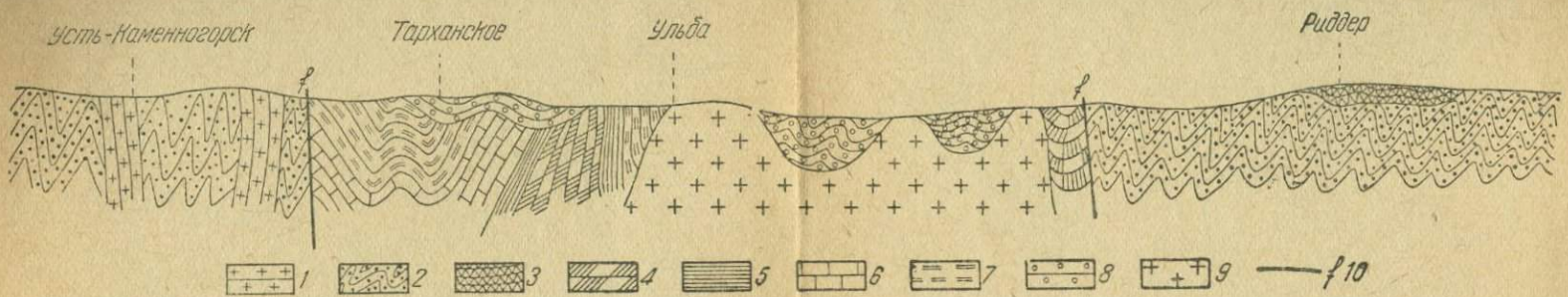
Русского Алтая, в которой мы имеем наиболее высокие точки всего района, уходящие за линию вечных снегов (гора Белуха — 4500 *м*). К юго-востоку этот тектонический элемент, переходя границу СССР, продолжается в пределы Гоби, образуя вытянутый хребет—Гобийский Алтай. На севере Алтай, в орографическом и тектоническом отношении разделяющийся на Рудный и Горный Алтай, достигает Бийска, а в бассейне р. Бии переходит в складки и массивы Горной Шории. Алтайские хребты на севере образуют крупное разветвление, распадаясь на западе на орографически слабо выраженный Салаир и на востоке — на Кузнецкий Алатау. Между ними располагается впадина Кузнецкого бассейна, занимающая среднее течение р. Томи. К северу от Салаира и Кузнецкого бассейна находится Приобская складчатая область, которая протягивается от Томска на северо-востоке до резкого изгиба р. Оби между Барнаулом и Новосибирском. Между указанной областью и Алтаем мы имеем Барнаульскую впадину, выполненную четвертичными породами. К востоку от Кузнецкого Алатау, в бассейне верхнего Енисея, располагается система изогнутых складок и впадин, которую мы обозначим Минусинско-Ачинскими впадинами. На крайнем юго-востоке, обходя их с востока и примыкая уже к Сибирской платформе, распространяется Западный Саян, тектонически совершенно отличный от Восточного Саяна, несмотря на то, что орографически он составляет с ним единое целое.

Тектоника Кузнецко-Алтайской горной страны очень сложна: в ней еще в большей степени выражена та мозаика, которая была характерна для Казахстана. В основе складчатых комплексов нашего района расположены, согласно представлениям Усова и Коровина, докембрийские плиты, соединенные между собою подвижными швами. Эти плиты обнаруживают очень сложное строение, богатое кристаллическими интрузивными телами. Коровин считает его очень характерным для краевых частей геосинклинали. Последнее может быть оспариваемо, но в отношении Урало-Тянь-шаньского сооружения Коровин, повидимому, прав: действительно, в урало-алайской зоне мы почти не видели древних массивов, в Казахстане они занимают уже весьма значительное место, в Кузнецко-Алтайской горной стране на долю массивов приходится, по Усову и Коровину, до трех четвертей всей площади, и, наконец, на востоке, в Сибирской платформе, мы имеем уже сплошной докембрийский фундамент. Усов и Коровин считают, что эти массивы и плиты представляют собою раздробленный и распавшийся на отдельные компоненты докембрийский фундамент. Поэтому, чем ближе к сплошному его распространению — к Сибирской платформе, — тем массивнее эти плиты. Наиболее любопытно то обстоятельство, что они приобрели в дальнейшем диференциальные движения. Одни из плит оказались опущенными на весьма значительную глубину, сделавшись основанием геосинклинальных структур, как мы это видим на Алтае, в Кузнецком Алатау, в Салаире. Другие плиты (Кузнецкий бассейн, Минусинско-Ачинские впадины) испытывали в это время поднятие, сделавшись твердыми упорами, о которые разбивались орогенные волны, обходившие их с разных сторон. В отношении Кузнецкого бассейна с обтекающими его Салаиром и Кузнецким Алатау это представляется исключительно ясно. В более позднее

время роли переменились: геосинклинальные участки сделались жесткими массивами, тогда как приподнятые ранее плиты испытали значительное опускание, сделавшись впадинами геосинклинального типа. Поэтому в Западной Сибири мы сталкиваемся с очень большими затруднениями в номенклатуре тектонических элементов, так что приходится говорить о геосинклиналях и плитах, единых в своих диалектических противоположностях. Подобного рода тектоническую структуру Усов называет с и б и р е т и п н о й. Изложенные представления заимствованы из трудов томских геологов — Усова, Коровина и Сперанского — и далеко не являются общепринятыми. Более того — многие геологи относятся к этим построениям очень отрицательно. После этих предварительных замечаний нам следует ознакомиться с отдельными тектоническими элементами сложного комплекса Кузнецко-Алтайской горной страны.

З а й с а н с к а я к о т л о в и н а расположена между хребтами Тарбагатай и Саур на западе и Рудным Алтаем на востоке. Центральная ее часть занята в настоящее время оз. Зайсан-нор, через которое протекает р. Иртыш. Тектонически она представляет, по выражению Нехорошева, крупнейшего знатока Алтая, огромную синклиналь, ось которой погружается к востоку и юго-востоку, уходя в пределы Синь-цзяня. Синклинальное строение Зайсанской котловины выявляется из факта распространения в ней верхнего палеозоя и очень мощного мезозоя и кайнозоя, тогда как в сторону от нее развиты гораздо более древние образования вплоть до кембрия. В основании впадины мы имеем герцинскую складчатую зону, достаточно сложно построенную, так как в нем отмечается несогласное залегание верхнего палеозоя на более древних породах. К этой фазе орогенеза относятся интрузии диоритов и гранодиоритов. Второй горизонт, к которому Нехорошев приурочивает крупные тектонические перемещения, приходится на нижнюю пермь. Конец палеозоя и начало мезозоя характерны огромными глыбовыми перемещениями, возникшими в результате давления на каменноугольные интрузии, которые придали всей структуре очень большую жесткость. В связи с такими перемещениями развиты мощные зоны тектонических брекчий. Позднейшие интрузии связаны с линиями разломов. Герцинские линии складок ориентированы в северо-западном направлении. Мезозой, мощность которого достигает 2000 *м*, также дислоцирован, но складчатые линии здесь явственно приспособляются к палеозойским направлениям и к древним массивам. Палеоген достигает 5000 *м* мощности, и несколько сот метров приходится на неоген. Все это показывает тенденцию котловины к постоянному опусканию. К неогену и четвертичному периоду относятся различные глыбовые перемещения и волнообразная складчатость краевых частей третичного бассейна.

Тектоника А л т а я еще далеко не выяснена в настоящее время. Если принимать точку зрения Усова и Коровина, то и в Алтае можно также видеть систему докембрийских горстов и грабенов с преобладающим северо-западным простиранием. Грабены для нижнего палеозоя получили характер геосинклиналей, а горсты — плит. В районе первых складчатость имеет очень интенсивный характер, а на последних она выражена значительно слабее. Соотношение обоих структурных элементов на Алтае достаточно сложно.



Фиг. 100. Разрез через грабен Рудного Алтая (по Нехорошеву).

1 — кристаллические сланцы; *2* — нижний палеозой; *3* — нижний девон; *4* — верхний девон; *5* — тарханская свита (D_2+C_1); *6* — нижний карбон; *7* — ульбинская свита; *8* — вулканогенные породы верхнего палеозоя; *9* — граниты; *10* — сбросы.

Основная складчатость на Алтае — каледонская; складки, вытянутые преимущественно в северо-западном направлении, имеют в зонах интенсивной складчатости изоклинальный характер. Нижний силур залегает несогласно то на кембрии, то на протерозое (салаирская фаза); формы складок сравнительно простые, а интрузивные тела незначительны. Второе несогласное залегание приходится на границу готланда и ордовиция (таконская фаза); ему сопутствуют интрузии порфировидного гранита [1]. Наконец, значительное несогласие наблюдается в середине нижнего девона («алтайская» фаза Горностаева). Складки готланда и нижнего девона имеют большой радиус и сопровождаются расколами, приближаясь к германотипному характеру. Однако, эти складки относятся к геосинклинальным образованиям; несоответствие формы складок структурному типу объясняется наличием в более низких горизонтах палеозоя весьма мощных масс магматических пород, вызвавших очень значительную консолидацию земной коры. Более позднее складкообразование, известное севернее Алтая, для этой горной системы не может быть констатировано ввиду отсутствия на большей части его площади среднего и верхнего девона.

Каледонская типично складчатая структура переработана на Алтае герцинскими надвигами и разломами; последние вызвали обособление Рудного и Горного Алтая. Первый представляет собою вытянутое в северо-западном направлении грабенообразное опускание верхнего палеозоя, отсутствующего в Горном Алтае; оно очерчено двумя крупнейшими сбросовыми линиями, из которых западная тянется вдоль р. Иртыша от р. Убы на северо-западе до р. Нарыма на юго-востоке (фиг. 100). Амплитуда этого сброса, по Нехорошеву, — 8000—12 000 *м* при протяжении в 500 *км*; раскол сопровождается рядом гранитных интрузий. Восточный сброс не имеет такого прямолинейного характера, как западный; он прослеживается от Змеиногорска к местности, расположенной к югу от Риддера, и отличается меньшей амплитудой. Западная линия появляется снова в районе оз. Марка-куль, а восточная в бассейне р. Бухтармы. Возраст этих разломов определяется Нехорошевым как герцинский. Усовым же считается киммерийским. С грабеном Рудного Алтая связаны очень крупные интрузивные тела, послужившие источником интенсивного оруденения.

Вся описанная структура складок и разломов сечется широтными расколами, сопровождающимися легкой складчатостью третичных отложений. Вдоль указанных разломов, имеющих альпийский возраст, произошли крупные перемещения яксартского типа, переходящие местами в надвиги. Наиболее значительны альпий-

[1] В последнее время Усов отмечает наличие очень мощных орогенических движений в начале ордовиция, причем считает их более значительными, чем таконские. В связи с этим упомянем, что в недавно опубликованной работе «Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края» Усов различает громадное количество орогенических фаз, отделяющих друг от друга не меньшее количество формаций; все эти фазы и формации обозначаются различными местными именами. На один кембрий, по Усову, приходится 15 фаз, на силур 13 и т. д. У нас нет возможности в данной книге, преследующей учебные цели, ни разбирать методику и построения Усова, ни излагать весь собранный им громадный материал по тектонике Западно-Сибирского края.

ские разломы между р. Нарымом и оз. Зайсан-нор; севернее они становятся реже. Одна из крупнейших линий тянется от верховьев р. Чарыша через верхнее течение р. Катуни к верховьям р. Чуи.

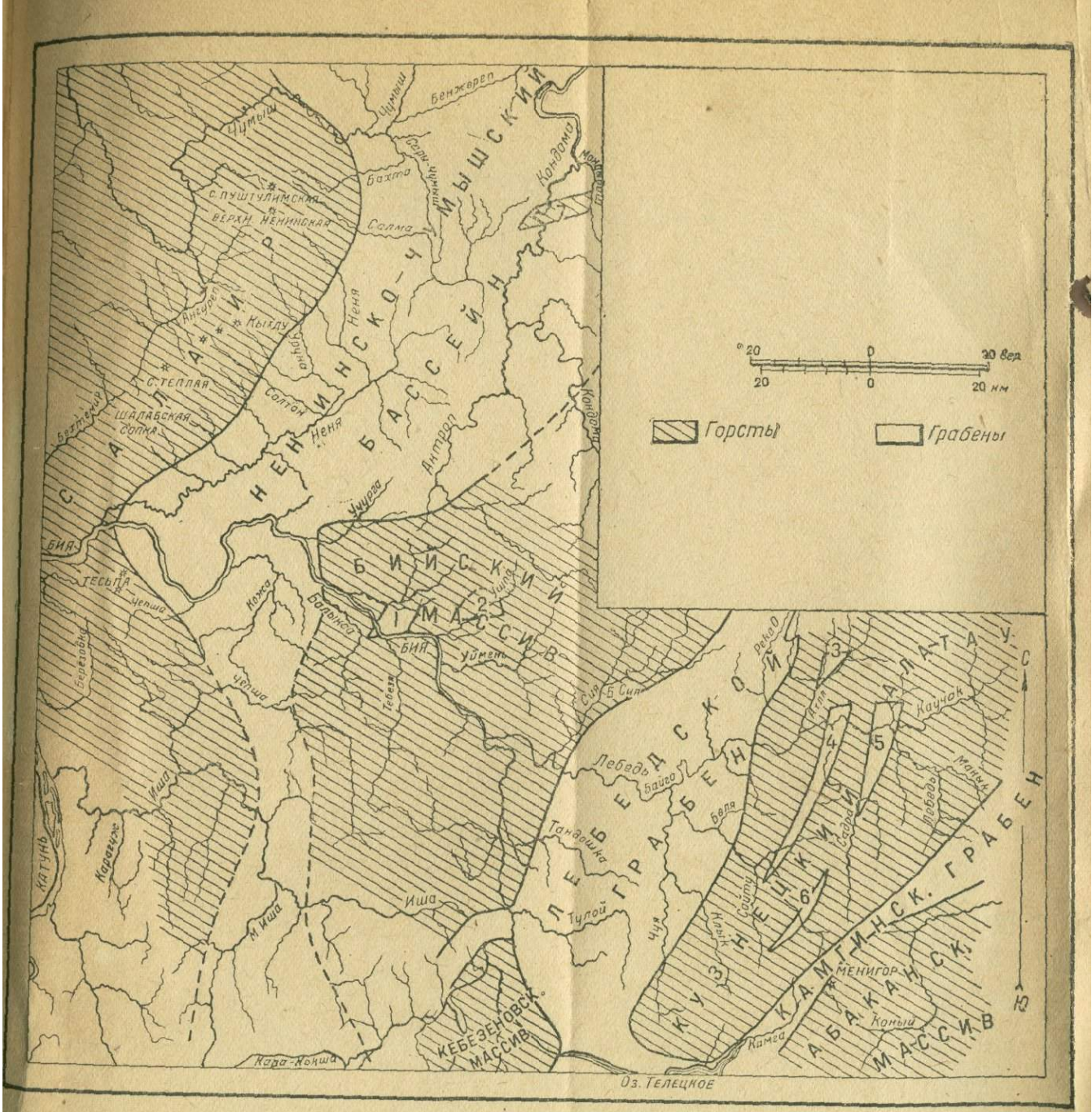
Телецкое озеро находится в очень молодом четвертичном грабене; нужно, впрочем, отметить, что ряд геологов не придает этой впадине тектонического характера, считая ее ледниковой.

Складки Алтая к северу расходятся большим веером в обход впадины Кузнецкого бассейна в области Горной Шории. Здесь мы имеем ряд меридионально вытянутых массивов, разделенных между собою грабенами. Тектонически картина весьма близка к той, которая была уже очерчена для Алтая. Указанные выше массивы сложены, по последним данным Вологдина, кембрием, смятым в складки северо-восточного направления (фиг. 101). Каледонские складки, в особенности же наиболее ранние — салаирские — обходят эти массивы. Здесь так же, как и на Алтае, наблюдается несогласное залегание готланда на ордовиции, а также и в нижнем девоне; к этим структурам приурочены очень крупные гранитные интрузивные тела с обрушившейся кровлей и инъекциями по трещинам. В Горной Шории также существуют несогласия в середине девона; с ними связаны тельбесские интрузии с крупным оруденением. Массивы очерчены дизъюнктивными дислокациями девонского возраста. Верхний палеозой смят в пологие складки, разорван меридионально и частично надвинут на складчатые зоны, благодаря чему массивы оказались сближенными друг с другом.

Район Салаира, примыкающий с запада к Кузнецкому бассейну, отличается крайне сложной тектонической структурой, расшифрованной в последнее время Сперанским, который усматривает в этой области три глыбы — Салаирскую, Обскую и Кузнецкую, соединенные между собою подвижными швами (фиг. 102). Из них первая захватывает Салаирский хребет и местность, прилегающую к нему с запада, Обская располагается между Кузнецким бассейном и р. Обью, а Кузнецкая составляет основание Кузнецкого бассейна, но на площади, выходящей за его современные границы.

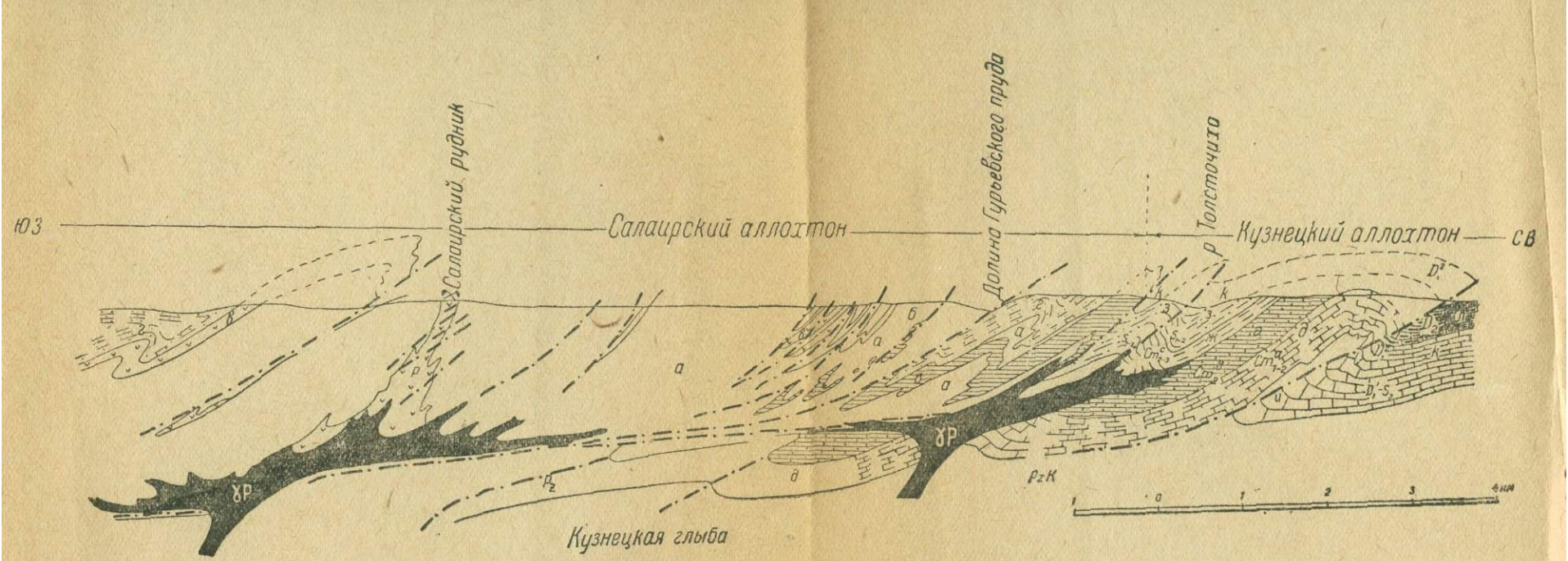
Обская и Кузнецкая глыбы отделяются от Салаирской Обско-Томским разломом, тянущимся от Черепанова (южнее Новосибирска) через северо-западный угол Кузнецкого бассейна к Анжерке; Салаирская сопрягается с Кузнецкой глыбой Кузнецко-Салаирским разломом. Эти разломы имели характер подвижных швов, вдоль которых происходило попеременное поднятие и опускание глыб.

По Сперанскому, Салаирская глыба надвинута на Кузнецкую; поверх первой из них располагается мощный нижний палеозой, крайне сильно дислоцированный в систему сжатых сильно гофрированных складок, опрокинутых к северо-востоку (фиг. 103). Серия складчатого нижнего палеозоя сдернута со своего основания и наброшена на край Кузнецкой глыбы, образуя ряд надвинутых друг на друга чешуй, причем вдоль разрывов имеются жилы гранитов, связанных, очевидно, с глубинными интрузивными телами. Вся эта структура образовалась в середине готланда («ануйская» фаза Сперанского). На Обской глыбе дислокации имеют меньшую интенсивность. Описанная Сперанским структура переработана и усложнена в эпоху герцинской складчатости, так как каледонские чешуи входят в состав новых чешуй и клиньев. Здесь развиты системы



Фиг. 101. Схема соотношений горстов и грабенов Салаирско-Кузнецкого района (составлена А. М. Кузьминым).

1. Куреевский грабен; 2. Ушпицкий грабен; 3. Атлинский грабен; 4. Садринский грабен; 5. Андабинский грабен; 6. Пильзейский грабен; 7. Мондыбашский клин.

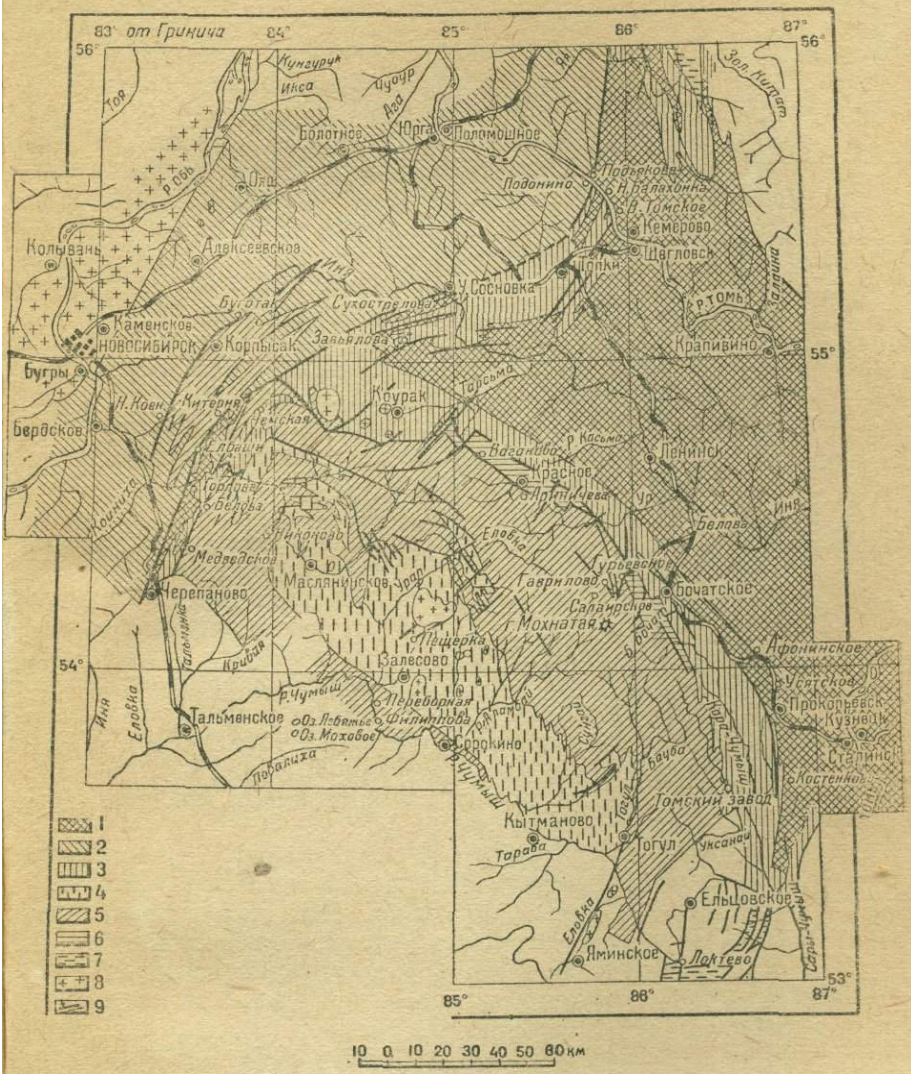


Фиг. 103. Схематический разрез Салаира (по Сперанскому).

а — гавриловский отдел салаирского кембрия; *б* — еремеевская свита в нем (аналог пирогенного горизонта кузнецкого кембрия); *в* — печеркинская формация; *г* — формация метаморфических сланцев; *д* — нижние известняки кузнецкого кембрия (Cm_1); *е* — его пирогенная формация (Cm_2); *жс* — горизонт накрывающих известняков разреза горы Орлиной (Cm_3?); *з* — нижний силур Кузнецкой котловины; *и* — силуро-девон Кузнецкой котловины; *к* — краковские слои известняка (D_1^2); *л* — средний и верхний (?) девон Кузнецкой котловины; *γр* — интрузии кислот магмы, обусловившие полиметаллическое оруденение Салаирского кряжа; *р* — зоны метасоматоза и оруденения; PzK — палеозой Кузнецкой котловины.

надвигов и поддвигов. В основании чешуй наблюдаются зоны волочения, раздробления и милонитизации.

Надвигание Салаирских чешуй на Кузнецкий бассейн

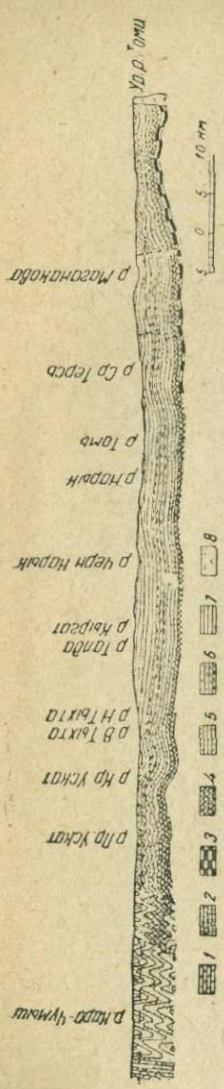


Фиг. 102. Схема структуры Салаира и Обской глыбы (по Сперанскому).

1—продуктивная угленосная свита; *2*—верхний и средний палеозой Приобской складчатой области Томского шарриажного покрова; *3*—верхний и средний палеозой Кузнецкой котловины; *4*—верхний и средний палеозой Южной Присалаирской полосы; *5*—нижний палеозой Салаирской области; *6*—нижний палеозой Кузнецкой котловины; *7*—докембрий (альгонк?); *8*—интрузивные тела (граниты); *9*—линии дизъюнктивных нарушений.

вызвало в последнем складчатость и разломы верхнего палеозоя; она носит пассивный характер, так как складки и разломы наиболее интенсивны по краям бассейна, в середине же развиты слабо (фиг. 104). Складкообразование происходило дважды — в среднем карбоне и в конце перми. Усов и Сперанский считают, что Обская

глыба в весьма значительной степени надвинута на Кузнецкий бассейн, причем Усов называет этот надвиг «шарриаж», что неправильно, так как альпийской структуры здесь нет, а существует система надвинутых друг на друга чешуй и клиньев. Обская глыба надвинута и на Салаир, на котором оказались примятыми ранее образованные чешуи.



Фиг. 104. Разрез через Кузнецкий бассейн (по Яворскому и Бутову).

1 — кембрий и силур; *2* — нижний и средний девон; *3* — верхний девон; *4* — нижний карбон; *5* — балахонская свита; *6* — безугольная свита; *7* — поднемеровская и кемеровская свиты; *8* — диабазы.

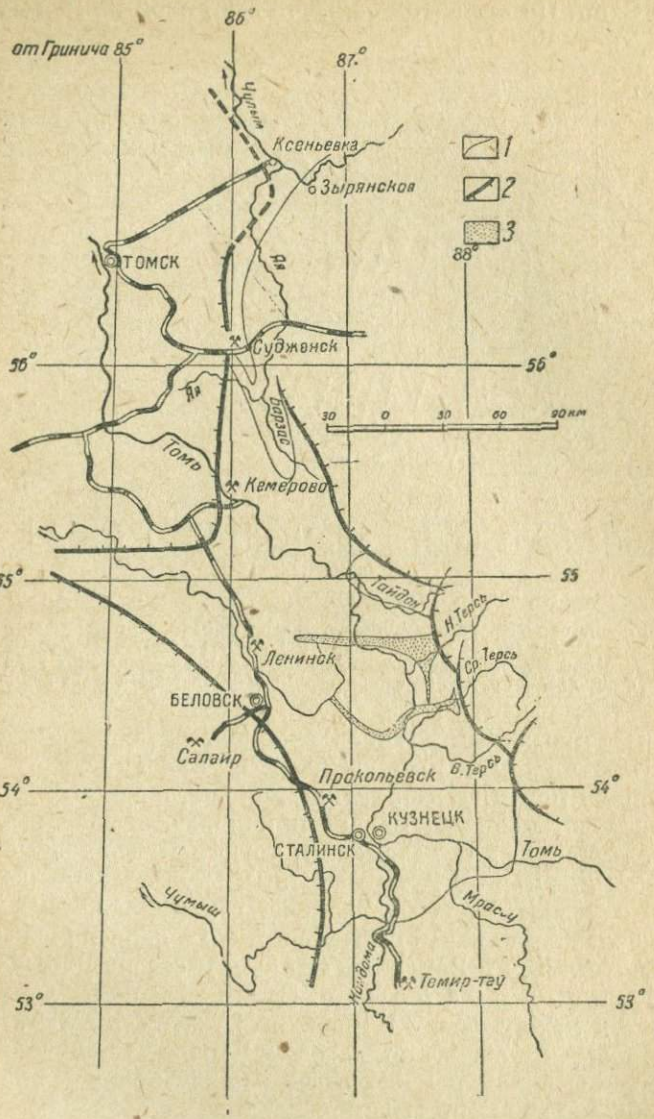
Палеозойские структуры разломаны и согнуты более поздними, очевидно, андийскими движениями; в Кузнецком бассейне наблюдаются сильные дислокации юрских отложений. Кроме того, существуют еще разломы и поднятия альпийского времени (фиг. 105).

Относительно тектоники Кузнецкого Алатау единого мнения еще нет; существует на эту тему ряд оригинальных представлений у Чуракова, которые не разделяются многими геологами и критику которых можно найти у Эдельштейна, Вологдина и Усова. В основе Кузнецкого Алатау, по Чуракову, расположены протерозойские складчатые и глыбовые структуры, лишенные, однако, интрузий, что вызывает весьма большое недоумение. Три протерозойских складчатых комплекса являются весьма сомнительными, так как и самое присутствие в Кузнецком Алатау протерозоя оспаривается другими геологами. По его мнению, особенно крупные формы, сопровождаемые интрузиями, созданы в салаирскую фазу.

Лежит ли в основании Кузнецкого Алатау докембрийская глыба, сказать очень затруднительно. Мы можем лишь констатировать, что меридиональные складки этого хребта сложены из пород нижнего палеозоя, причем салаирская фаза обозначается слабо, а основная фаза складчатости приурочена к началу девона. Формы складок Кузнецкого Алатау довольно простые, соединенные с большим количеством разломов. Каледонская структура складок пересечена герцинскими линиями разломов. Помимо меридиональных, мы имеем складки, уклоняющиеся к северо-востоку. Кроме этого, существует ряд альпийских разломов, вдоль которых происходили вертикальные перемещения глыб, создавшие современный горный хребет.

Восточнее Кузнецкого Алатау располагается Минусинско-Ачинская котловина, к ней с юго-востока подходит Западный Саян, отделяющий ее от Урянхайской котловины, находящейся на территории Танну-Тувинской республики. С востока

она ограничена хр. Арга и его продолжением — Восточным Саяном Тектоника этой области еще очень мало понятна. Мы имеем здесь области погружения и сложно построенные зоны поднятия, наво-

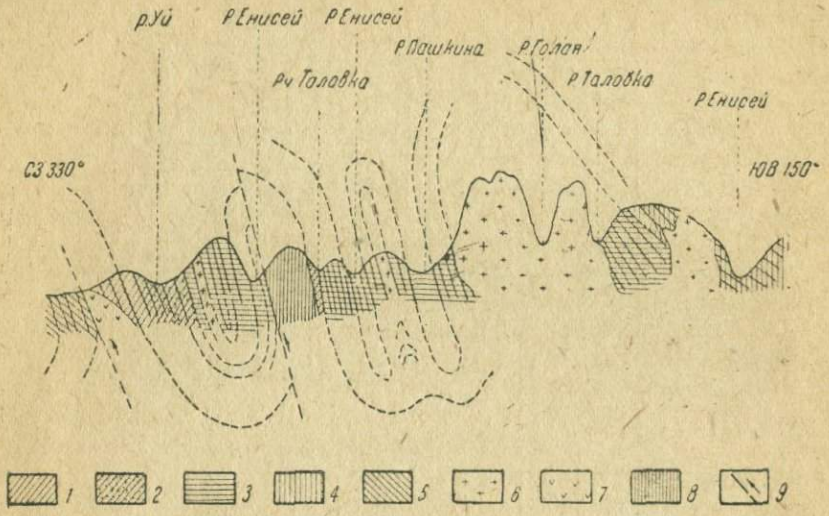


Фиг. 105. Схема основных структурных линий Кузнецкого бассейна (по Усову).

1 — нормальные границы бассейна; *2* — взбросы и надвиги по периферии бассейна; *3* — излияния базальтов.

дящие на мысль о существовании мозаичной структуры, столь характерной для Кузнецко-Алтайской горной страны. Основным в тектонике этой области являются каледонские складки хребтов, сформированные как в салаирскую, так и в таконскую фазы, что сопровождалось крупнейшими гранитными интрузиями. Простира-

ния каледонских складок еще не выяснены окончательно; существует представление, что они ответвляются от Кузнецкого Алатау, обходя с севера Ачинскую котловину, и через хр. Арга уходят в Восточный Саян. Помимо этой большой выпуклой к северу дуги, име-



Фиг. 106. Схематический профиль через Западный Саян (по Баженову).

1— эффузивы кембрия (Cm_1); *2*—известняки, песчаники (Cm_{1-2}); *3*— хлоритовые сланцы, амфиболиты, мраморы (S_1); *4* — известняки и песчаники (S_2); *5* — нормальный, средний и верхний палеозой Минусинской котловины (D_2 — C_1); *6* — джойский гранит; *7* — майнский гранодиорит; *8* — перидотиты; *9* — плоскости нарушения.

ется ряд прихотливых изгибов складок, обтекающих котловины. Формы складок очень разнообразны в зависимости от характера сжимавшихся пород. Кембрийские породы Западного Саяна, переслаивающиеся с мощными лавовыми покровами, собраны в крупные складки, изобилующие разрывами, тогда как сланцевые толщи силура смяты в сильно сжатые изоклинальные складки (фиг. 106).

Среди складчатых дуг мы различаем несколько впадин, из которых наиболее крупная Минусинская расположена между Кузнецким Алатау и Западным Саяном; к северу от нее находится Сыдинско-Ербинская. Самая северная впадина Чулымская лежит между Кузнецким Алатау и хр. Арга; она на севере сливается с общим понижением Западно-Сибирской равнины.

Герцинские складки перекрывают каледонские в виде системы широких брахиантиклиналей с простираниями, совпадающими с древними. Указанные выше впадины представляют собою послекаледонские опускания. На юге нашего района на верхнепалеозойские складки Минусинской котловины надвинут нижний палеозой Западного Саяна. Линия надвига имеет северо-восточное простирание. Он образовался либо в конце палеозоя, либо в юре; возможно, что мы имеем здесь дело и с альпийскими движениями. Последние сопровождались разрывами и сводообразным поднятием Западного Саяна, представляющим регенерированную горную страну — явление, крайне характерное для всех палеозойских структур внутренних частей Азии.

Нам осталось сделать краткий очерк магматической деятельности Кузнецко-Алтайской горной страны. В настоящее время еще нет целостной картины вулканических проявлений, так как об эпохах самых крупных интрузий идут еще очень значительные дискуссии.

Первая эпоха магматизма приходится, естественно, на протерозой, но точных данных о ней мы еще не имеем. Кембрий характеризуется чрезвычайно мощными основными эффузивами, а также кислыми — кератофирами, имеющими широкое распространение в Западном Саяне. Основные эффузивы распространены еще шире, но относятся к более позднему времени. Вся эта магматическая деятельность связана с эпохой прогибания геосинклинальных районов нашей области. Салаирский орогенез сопровождается сравнительно небольшими интрузиями, хотя Чураков приурочивает к этой эпохе наиболее мощные гранитные интрузии, которые, по мнению Усова, следует относить к более поздним фазам каледонской складчатости, тем более, что салаирская фаза не отличалась очень большой интенсивностью движений. Гораздо более вероятно появление крупных интрузий в таконскую и эрийскую фазы, что мы имеем и в Горной Шории, и в Западном Саяне, и в Горном Алтае. Эрийские и ануйские интрузии как кислого, так и основного ряда очень широко развиты в Горной Шории; в Кузнецком Алатау они связаны со значительным появлением золота.

В конце каледонского орогенеза, а именно, в его тельбесскую фазу, произошли весьма крупные интрузии гранитов в Горной Шории, вызвавшие очень интенсивное оруденение, главным образом, железное. Следует отметить, что силур и начало девона были временем чрезвычайно напряженного вулканизма, который особенно проявил себя в Минусинской котловине, где мы видим мощные покровы базальтов, порфиров и отчасти кварцевых порфиров. В Кузнецком бассейне в верхнем палеозое имело место излияние щелочных базальтов. В эпоху герцинской складчатости огромные массы гранитов вторглись по разломам Рудного Алтая, неся с собой интенсивное оруденение цветными металлами. Поднятие гранитной магмы устанавливается также Сперанским для Салаира. Наконец, в Кузнецком бассейне мы имеем излияние лав даже в юрском периоде. Более поздние времена характеризуются затуханием вулканизма, по крайней мере его поверхностных проявлений.

2. Проблема докембрия в Кузнецко-Алтайской горной стране

Вопрос о большем или меньшем развитии **докембрийских** образований в Кузнецко-Алтайской горной стране имеет очень давнюю историю; не вдаваясь в ее подробности, упомянем лишь, что В. А. Обручев относил Западный Саян и Кузнецкий Алатау к установленному Зюссом «древнему темени Азии» (Der alte Scheitel Asiens), а все сильно метаморфизованные глинистые сланцы и известняки — к докембрию. Эту точку зрения в настоящее время особенно поддерживает Чураков, который разделяет протерозой на ряд свит и намечает между ним и кембрием три орогенеза, о чем мы уже говорили в этой главе. Иного взгляда придерживаются Усов, Кузьмин, Вологдин, Эдельштейн, которые на основании находок кембрийской фауны бо́льшую часть метаморфической свиты относят к кембрию.

Исходя из того материала, который представляют Чураков и его оппоненты, можно думать, что последние значительно более правы, так как количество пунктов, доставляющих кембрийскую фауну, все более и более увеличивается.

В последнее время Горностаев отмечает в Горном Алтае наличие гнейсов и кристаллических сланцев, которые он склонен относить к **архейским** образованиям; это, однако, вызывает сомнения, так как явления огнейсования могли получиться в результате мощных интрузий палеозойского возраста. Развитие **протерозоя** на Алтае, по данным Нехорошева, довольно сомнительно, так как метаморфическая свита без какого-либо перерыва переходит в несомненные нижнепалеозойские образования. Нехорошев считает, что в нижней ее части можно найти и протерозой. Таким образом, для Алтая вопрос остается нерешенным; данные Горностаева, указывающие наличие протерозоя в этой горной группе, известны только со слов Усова и Коровина, а поэтому определенного суждения мы не можем высказать, не имея для этого достаточного материала. Кузьмин устанавливает в южной части Салаира и в Горной Шории (Бийский массив) залегание протерозойских сильно битуминозных известняков и кварцитов. В подобных породах Вологдин находил кембрийскую фауну; это заставляет очень осторожно относиться к определению возраста Кузьминым; весьма возможно, что и в Горной Шории упомянутые породы окажутся также кембрийскими. Описанный Чураковым протерозой в Кузнецком Алатау ничем не отличается от тех отложений, которые в соседних районах считаются кембрийскими. Поэтому наличие протерозоя в этом хребте может считаться совершенно не доказанным. В районе Минусинской котловины и в Западном Саяне, по данным Вологдина и Баженова, докембрия не наблюдается. Следовательно, мы можем принять, что докембрийские отложения в Кузнецко-Алтайской горной стране либо отсутствуют, либо встречаются очень редко. Возможность наличия их на глубине доказывается особенностями сибиретипной тектоники рассматриваемой области.

3. Стратиграфия палеозоя

Кембрий имеет очень широкое распространение во всей Кузнецко-Алтайской горной стране, если мы примем во внимание приведенные выше данные. На Алтае кембрий в виде сильно метаморфизированных пород очень тесно связан с протерозоем; среди них развиты черные известняки с прослоями кремней, имеющие во всей рассматриваемой области крайне обширное распространение; совместно с ними по р. Катуни встречаются мраморовидные известняки с археоциатами, которые Нехорошев считает более древними, чем предыдущие.

На Салаире кембрий представлен в виде очень мощной толщи известняково-глинистого типа. Вдоль края Кузнецкого бассейна проходит полоса рифовых известняков с археоциатами и строматопорами, к востоку от которой мы имеем маломощные мелководные образования с прослоями конгломератов и наличием трилобитовых банок.

В Кузнецком Алатау Чураков признает наличие кембрия лишь по периферии хребта, между тем как развитые там битуминозные

известняки и кремнистые сланцы относятся им к протерозою; мы уже видели, что породы этого типа другие геологи считают кембрийскими. Чураков среди указанных пород описывает морские тиллиты, т. е. ледниковые валуны, разносившиеся по морю айсбергами; в настоящее время присутствие ледниковых образований в древнейших отложениях Сибири является недоказанным. Прини-



Фиг. 107. Разрез кембрия у Красноярска (по Кузнецову).

1 и *2* — торгошинский известняк; *3* — известняково-глинистые сланцы; *4* — грауваккa; *8* — гранито-сиенит; *9* — трахидолерит.

мая во внимание соображения Эдельштейна и Вологдина, нужно считать, что протерозой в Кузнецком Алатау развит очень слабо, а породы, относимые к нему Чураковым, должны считаться кембрийскими. В Горной Шории граница протерозоя и кембрия не может быть еще определена с точностью; Вологдин отмечает многочисленные водоросли нижнекембрийского облика в ряде свит, переходящих кверху в археоциатовые известняки.

К востоку от Енисея Вологдин описывает в составе н и ж н е г о и с р е д н е г о кембрия те же кристаллические известняки, кремнистые сланцы с *Dorypyge*, *Kutorgina* и археоциатами. В Западном Саяне, по Баженову, кембрий сложен внизу эффузивами и туфогенными породами, кроющимися аркозами и археоциатовыми известняками; саянский кембрий заканчивается мощными лавовыми покровами.

Вблизи Красноярска развиты «торгошинские» известняки с археоциатами; они подстилаются граувакками и глинистыми сланцами «енисейской свиты» В. А. Обручева, которые он относит к протерозою на основании несогласного покрывания их первыми. Это мнение опровергается Кузнецовым, устанавливающим здесь явление дисгармоничной складчатости, причем он считает возможным относить енисейскую свиту к нижнему кембрию (фиг. 107). Нужно сказать, что этот вопрос еще не может считаться решенным окончательно.

Силурийские отложения также очень широко распространены в Кузнецко-Алтайской горной стране, причем обычно силур лежит несогласно на среднем кембрии. На Алтае выше палеонтологически охарактеризованного кембрия располагается свита сильно метаморфизованных пород («кембро-силур» Нехорошева). В Салаире о р д о в и ч с к и е слои начинаются конгломератами, кроющимися аркозами и покровами кератофиров, и заканчиваются известняками с *Illaenus*, *Orthoceras* и др. (400 *м*). В Горной Шории силур очень сильно разбит сбросами, вследствие чего стратиграфия его еще не выяснена. В Кузнецком Алатау ордовичские слои выражены метаморфическими породами; то же имеет место в предгорьях Восточного Саяна и в Западном Саяне, где, по Баженову, мы имеем кристаллические сланцы, гнейсы и хлоритизированные песчаники общей мощностью в 10 000 *м*.

Готландские слои всюду лежат несогласно на ордовикских и выражены существенно иначе.

На Алтае они представлены известняками в несколько сот метров мощности с *Pentamerus Knighti*, *Halysites* и *Favosites*. В Салаире готланд начинается конгломератами и песчаниками, кроющимися коралловыми известняками, глинистыми сланцами и покровами порфиров. В Кузнецком Алатау в его составе мы имеем, по Чуракову, красноцветные песчаники и лавы, которые, однако, скорее можно считать нижнедевонскими. Готланд Западного Саяна сложен переслаивающимися между собою песчаниками и известняками с кораллами, *Orthoceras* и другой фауной. Верхний силур значительно менее метаморфизован, чем нижний, выражен обычно мелководными породами, местами же и вовсе отсутствует; мощность его гораздо меньше той, которой отличается нижний силур.

Девонская система очень широко распространена в Кузнецко-Алтайской горной стране; в прежнее время к ней приурочивали свиты, которые сейчас отнесены к нижнему палеозою. На Алтае девон лежит несогласно на верхнем силуре, причем жединский ярус отсутствует и на северной периферии Алтая девон начинается кобленцским ярусом, сложенным песчаниками и глинистыми сланцами, а также черными известняками во много сотен метров мощности. Наличие в них *Spirifer Chechiel* указывает уже на переход к среднему девону, к которому на севере Алтая относятся мощные песчано-глинистые отложения и мелководные известняки со *Spirifer medius* и *Pentamerus altaicus*. В Рудном Алтае в среднем девоне развиты лавы и туфы, причем на 2000 *м* его мощности приходится лишь 21 *м* известняков. Верхний девон в Рудном Алтае достигает 4500 *м* мощности, что идет за счет массового накопления лавовых покровов; в самом его верху развиты разнообразные туффиты, аркозы и сланцы (1000 *м*) со *Spirifer disjunctus*. На севере Алтая в девоне залегают разноцветные песчаники и туфы континентального происхождения. В Горной Шории весь нижний и средний девон сложен красными песчаниками и конгломератами, а также порфиритами и альбитофирами. Верхний девон, сохранившийся лишь в грабенах, лежит несогласно на среднем; здесь также развиты красные песчаники с прослоями известняков.

В Салаире картина меняется — мы видим жединские слои в морском развитии с герцинской фауной (*Spirifer irbitensis*, *Rhynchonella princeps*); кобленцский ярус также состоит из известняков. Эйфельский ярус сложен кристаллическими известняками с *Pentamerus baschkiricus* и *Calceola sandalina*, а живетский — вулканическими туфами, песчаниками и глинистыми сланцами со *Stringocephalus Burtini* и *Spirifer Anossoffi*. Верхний девон на Салаире отличается очень сложным составом; здесь присутствуют разнообразные континентальные песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами со *Spirifer Archiaci*.

В Кузнецком Алатау к девону следует относить свиту красных песчаников и лавовых покровов, прорванных тельбесскими гранитами, которые Чураков приурочивает к верхнему силуру. В среднем девоне развиты коралловые известняки со *Spirifer Chechiel*, верхнего же девона вовсе нет. В Минусинской котловине девон достигает,

по Эдельштейну, 5000—6000 *м* и начинается красными песчаниками и конгломератами с массой вулканических даек и покровами порфиритов; местами встречаются кобленцские известняки. Средний девон сложен коралловыми известняками со *Spirifer Chechiel*, в верхнем же девоне залегают красные песчаники и мергеля (1500 *м*) с остатками рыб *Osteolepis*, *Holoptychius* и редкой флорой.

Верхний палеозой. В Кузнецко-Алтайской стране огромное развитие имеют континентальные отложения карбона и перми, граница между которыми чисто условная, а поэтому мы их рассматриваем вместе.

Морские отложения карбона в виде турнейского яруса представлены в Рудном Алтае, где он очень тесно связан с верхним девоном. Мы его имеем в районе р. Бухтармы и р. Ульбы, где он сложен глинистыми сланцами и известняками со *Spirifer tornacensis*, залегающими линзами и имеющими рифовый характер; выше располагаются низы визейского яруса со мшанками. Общая мощность нижнего карбона достигает 1500 *м*. Другая площадь развития морского карбона приходится на Кузнецкий бассейн, где имеются турнейские слои в 400 *м* мощности со мшанками, кораллами и *Spirifer tornacensis*. В Минусинской котловине морских отложений нет, севернее же ее в Чулымско-Енисейской впадине на берегу Енисея найдены нижнекаменноугольные известняки с остатками рыб (*Acanthodes* и др.).

В Рудном Алтае поверх морских отложений залегают конгломераты и глинисто-углистые сланцы с *Cyclopteris*. На дислоцированном нижнем карбоне несогласно лежат более слабо смятые эффузивы и туфы в несколько сот метров мощности. Эти породы прорваны гранитами и порфирами, обусловливающими полиметаллическое оруденение Рудного Алтая. На севере Алтая в бассейне р. Бии и у Телецкого озера имеются маломощные угленосные отложения, лежащие несогласно на древних породах.

В Кузнецком бассейне верхнепалеозойская серия континентальных пород лежит на размытой поверхности турнейских отложений. В ее основании найдена фауна плеченогих (*Productus inflatus*, *Pr. cora*, *Spirifer cameratus*), по Яншевскому—верхнекарбоновая, а по Лихареву—нижнепермская.

Стратиграфия континентальных отложений Кузнецкого бассейна еще не установлена, по причине прежних небрежных сборов флоры из них; в настоящее время доказано присутствие верхнекаменноугольной, пермской, триасовой и юрской флор. Яворский и Бутов дали схему строения кузнецких отложений, в которой юра отсутствует вовсе. Они установили следующие свиты общей мощностью 8100 *м*: H_0 — 21 *м*, H_1 — балахонская 1270 *м*, H_2 — безугольная 1270 *м*, H_3 — подкемеровская 2330 *м*, H_4 — кемеровская 106 *м*, H_5 — надкемеровская 1166 *м*, H_6 — красноярская 1590 *м*, H_7 — конгломератовая 300 *м*[1]. В последнее время появились указания, что эти свиты не покрывают друг друга, а местами замещают одна другую; это, естественно, уменьшает как общую мощность отложений Куз-

[1] Обращает на себя внимание терминология этих свит, крайне неудобная и методически неправильная, с невыдержанным принципом — один из блестящих примеров случайной и бессистемной стратиграфической терминологии.

нецкого бассейна, так и запасы углей. Мы имеем теперь, кроме старой схемы Яворского и Бутова, еще три схемы — Залесского, Нейбург и Хахлова. Из них первая построена очень искусственно; у Нейбург мы имеем всего три свиты (H_0—H_4, H_4—H_6 и H_7), и ее схема очень обща. В схеме Хахлова мы имеем внизу свиту H_0, над ней балахонскую, которая кроется прокопьевской, разделенной им на три части; выше в его схеме располагаются свиты: кольчугинская (прежняя красноярская) и юрская (конгломератовая). Хахлов указывает, что эти свиты отделены поверхностями размыва, причем вместе не бывает более двух свит. Это обстоятельство дает много меньшую суммарную мощность кузнецких отложений, постель которых по геофизическим данным находится на глубине около 2000 *м*.

В последнее время, по словам Нейбург, построения Хахлова не подтверждаются новыми наблюдениями, а относительно его стратиграфической схемы существует ряд критических замечаний со стороны других исследователей Кузнецкого бассейна.

В 1934 г. Яворский предложил следующую схему строения Кузнецкого бассейна. Внизу залегает острогская свита (600 *м*), принадлежащая к верхнему карбону. Выше располагается балахонская в 2600 *м* мощности (нижняя пермь), безугольная в 2400 *м* и кольчугинская в 4000 *м*, относящиеся вместе к верхней перми. Затем следует мальцевская свита мощностью в 300 *м*, соответствующая верхнему триасу. Она кроется конгломератной свитой в 650 *м* мощности нижнеюрского возраста.

Острогская свита заключает *Lepidodendron Weltheimi* и *Angaropteridium cardiopteroides* (средний и верхний карбон); примерно то же мы имеем и в балахонской свите, но к указанной выше флоре присоединяются гондванские формы *Noeggerathiopsis aequalis*, *Phyllotheca deliquescens*. В безугольной свите встречаются *Sphenopteris* и *Gangamopteris glossopteroides*; Хахлов относит ее к верхнему карбону, тогда как Яворский, Залесский и Нейбург—к перми; в кольчугинской свите флора имеет верхнепермский характер (*Callipteris Zeilleri*), выше нее появляется уже триасовая флора. Породы Кузнецкого бассейна — песчаники, глинистые сланцы и каменные угли лимнического типа, приуроченные к балахонской, безугольной и кольчугинской свитам.

В Минусинской котловине верхний палеозой, по Иванову, начинается минусинской свитой в 1300 *м* мощности, состоящей из песчано-глинистых сланцев, плотных известняков и песчаников с остатками стволов лепидодендронов (нижний карбон). Выше лежат угленосные образования в 1500 *м* мощности, которые начинаются нижней конгломератовой свитой (H_0) (188 *м*), кроющейся черногорской нижней продуктивной (H_1), состоящей из глинистых и углистых сланцев со слоями каменного угля (300 *м*). Еще выше залегает безугольная свита (H_2), сложенная железистыми глинистыми сланцами (140 *м*), с *Anthracomya*, что позволяет приписывать ей пермский возраст. Далее следует средняя продуктивная свита (H_3), 600 *м* мощности, состоящая из глинистых сланцев, песчаников и углей. Угленосная свита заканчивается «внутренним конгломератом» и верхней продуктивной свитой (H_4) 300 *м* мощности; она сложена песчаниками и «неясными

породами» [1]. Эта схема не может быть распространена на всю котловину, так как разрез верхнего палеозоя в ней очень изменчив.

4. Мезо-кайнозойские отложения

Триасовые отложения найдены были в бассейне р. Уса в самой глубине Западного Саяна; здесь наблюдались красные песчаники с *Pseudomonotis aurita*, *Myophoria ovata*, *Spiriferina*. Виттенбург относит эти слои к с е й с к о м у ярусу, т. е. к самым низам триаса. Эта находка исключительно загадочна, так как ближайшие выходы морского триаса находятся отсюда на расстоянии нескольких тысяч километров — в районе Памира и в восточном Забайкалье. Возможно, что мы имеем дело с неточностью определений. Континентальные триасовые отложения были найдены в последнее время в Кузнецком бассейне, где они заключают рачка *Estheria minuta* и ряд верхнетриасовых папоротников. Эта толща «масловская» в общем разрезе бассейна находится между кольчугинской и конгломератовой (юрской).

Юрские образования выражены исключительно континентальными породами; в Кузнецком бассейне, как уже указывалось выше, к ним относится ю р с к а я или к о н г л о м е р а т о в а я свита. Здесь развиты конгломераты, песчаники и каменные угли мощностью в 750 *м*. Они лежат на верхнем палеозое несогласно и заключают *Ginkgo digitata*, *Cladophlebis haiburnensis*, *Podozamites*, *Czekanowskia rigida*. Песчано-глинистые угленосные отложения развиты на обширной площади в бассейне р. Чулыма, флора которых считается Криштофовичем верхнемеловой. В последнее время на Салаире отмечаются бокситы, которые обычно всегда сопровождают побережья юрских озер в том случае, когда береговая линия проходит вдоль палеозоя с его богатыми выходами магматических пород. Из этого мы ясно видим, насколько слабо представлена юра в Кузнецко-Алтайской горной стране, даже в континентальной фации.

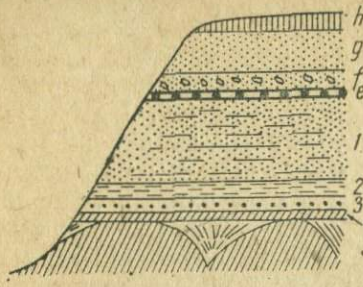
Третичные озерные отложения известны на Алтае в нескольких местах, где они в настоящее время приподняты на различные высоты. Мы их находим в долине р. Бухтармы в виде серых глин с углем с остатками *Betula*, *Alnus*, *Populus*, *Quercus*, *Acer*, *Tilia*, *Juglans*, *Pinus*, *Picea*, *Abies*, т. е. такого рода деревьев, которые в настоящее время в Западной Сибири не растут, что говорит о влажном и теплом климате тех времен. Возраст указанных образований скорее всего п л и о ц е н о в ы й. В Зайсанской котловине залегают глины озерного происхождения различных довольно пестрых оттенков (20—30 *м*) и красные гипсоносные мергеля. Здесь найдены рыбы (*Amia*) среднего эоцена.

У Томска Янишевский описывает слоистые пески и глины с *Juglans acuminata*, *Liquidambar europaeum* и *Taxodium distichum*; эти отложения следует относить к м и о ц е н у (фиг. 108).

Что касается **четвертичного** покрова, то он характеризуется присутствием на Алтае не менее двух горизонтов морен горного

[1] Если прежние стратиграфические обозначения в Кузнецком бассейне имеют неприемлемый для точной науки характер, то номенклатура минусинских свит совершенно недопустима. Что это за «внутренний конгломерат», «неясные породы»?

типа, связанных с террасами р. Оби. Очевидно, между временем образования плиоценовых озер и накоплением морен прошла эпоха разломов, глыбовых поднятий и создания высокогорного рельефа. Следы ледников, по данным Гранё, Толмачева и Чуракова, имеются также и на Кузнецком Алатау. По Оби и Иртышу развиты террасовые отложения; в настоящее время у нас еще нет систематически подобранных данных о четвертичном покрове и нащупываются только основные моменты в этом направлении. Современный рельеф является регенерированным и представляет собою палеозойское складчатое и сбросовое основание, пенепленизированное и превращенное в мезозое в полную равнину; в третичное время последовало омоложение рельефа и появление псевдоальпийских форм в связи с мощными глыбовыми поднятиями.



Фиг. 108. Разрез миоцена у Томска (по Янишевскому).

s — карбон; *h* — лессовидная глина; *g* — пески; *f* — галечник с песком; *e* — галечник; *1, 2, 3, 4* — миоцен.

5. Основные направления истории развития

В последнее время сводку истории развития Кузнецко-Алтайской горной страны дал Усов, а по отдельным частям мы имеем подведение итогов Нехорошевым, Чураковым, Эдельштейном, Вологдиным, Баженовым и Кузьминым.

Мы в дальнейшем будем придерживаться в общем построений Усова с некоторыми изменениями согласно данным других авторов. История развития нашей области в протерозое еще очень темна, тем более, что и самое его присутствие является предметом оживленной полемики. Принимать ту сложную картину развития области в протерозое, какую рисует Чураков, нам невозможно ввиду очень обоснованной критики его построений, о чем нам уже не раз приходилось говорить на предыдущих страницах. Мы вправе признать, что на территории, ныне занимаемой Кузнецко-Алтайской горной страной, существовало протерозойское море. Чураков относит его к среднему протерозою, приурочивая к верхнему устанавливаемые им три фазы орогенеза. Скорее правы другие геологи, которые считают, что перерыв между протерозоем и кембрием был не настолько велик. У Сперанского мы находим утверждение, что перед отложениями кембрия протерозойские слои были смяты в складки, эти последние снивелированы и существовавшая платформа разбита расколами на отдельные крупные части, которые утеряли былую неподвижность и стали колебаться в разных направлениях, точно разбитый паводком речной лед, колеблющийся вверх и вниз на волнах реки. Этот вывод томские геологи делают из наблюдений над тектоникой и расположением фаций в палеозое. Можно себе представить, что те участки рассматриваемой области, которые ныне заняты котловинами в рельефе и тектонически выраженными впадинами, в нижнем палеозое были приподнятыми жест-

кими плитами. Наоборот, современные складчатые хребты являлись зонами опускания и усиленного накопления осадков. В эпоху, следовавшую за каледонской складчатостью, произошло изменение ролей этих элементов; поднимавшиеся плиты стали опускаться при одновременном поднятии образовавшихся ранее геосинклинальных участков. Напомним, что эти оригинальные представления, широко распространенные среди западносибирских геологов, не подверглись всестороннему обсуждению и далеко не могут еще считаться общепринятыми.

Кембрийская трансгрессия широко распространилась поверх раздробленного докембрийского основания, причем в зонах погружения стало происходить мощное накопление осадков, а на участках, испытавших поднятие, были распространены мелководные фации эпиконтинентального типа. Преобладающими являлись карбонатные и глинисто-песчаные; нужно только иметь в виду, что метаморфизм кембрийских отложений местами зашел настолько далеко, что иногда установить характер первоначального осадка не представляется возможным. Большое значение для кембрия имеет вулканическая фация, больше всего распространенная в Западном Саяне. Основные и кислые эффузии чередовались с отложениями осадков; это свидетельствует о том, что в Саянском районе происходило очень значительное прогибание в резко выраженном геосинклинальном типе. Вопрос о существовании верхнего кембрия в настоящее время еще не разрешен. Несогласное залегание силура на кембрии говорит о весьма ощутительных движениях орогенического типа (салаирская фаза); Чураков придает им чрезмерно интенсивный характер, которого они, повидимому, не достигали. Однако, они были, надо думать, энергичнее тех, которые намечаются для того же времени в Казахстане и Средней Азии. Вероятно, они создали архипелаги островов или же участки суши, которые в начале силура снова были покрыты морем. К этой эпохе относится появление небольших интрузий. Нижнесилурийское море было так же широко распространено, как и кембрийское; точно так же в нем происходили подводные излияния лав. Метаморфизм, имевший региональный характер, был очень интенсивен, так что сильно затемнял, а местами и вовсе уничтожал первоначальный характер осадков.

В середине силура произошел таконский орогенез, сопровождавшийся крупными гранитными интрузиями. Интенсивность складкообразования была много больше салаирской. Повидимому, к этому времени относятся весьма значительные поднятия. Готландская трансгрессия перекрыла таконские складки, причем осадки имели преимущественно мелководный характер, особенно развиты были коралловые рифы; довольно энергично проявляла себя в Саяне вулканическая деятельность. Во многих местах, как, например, на Алтае, верхний силур отсутствует, вероятно, за счет последующего размыва, хотя иногда можно было бы думать, что это отсутствие связано с очень крупными поднятиями. Эрийская фаза и несколько более ранняя алтайская фаза проявили себя в интересующей нас области чрезвычайно резко. К этому времени относятся интенсивнейший орогенез Западного Саяна и первое образование сложно построенных надвигов Салаира на еще поднимавшуюся Кузнецкую плиту. Особенности строения глубоких зон земной коры в Кузнецко-

Алтайском районе, выражающиеся в существовании сочлененных подвижными швами жестких глыб, наложили отпечаток на каледонские структуры — мы видим здесь местами сильную плойчатость, соединенную с разломами, взбросами и надвигами чешуйчатого строения; иногда же, наоборот, преобладают сравнительно простые формы складчатости в компетентных породах, причем явления дисгармоничной складчатости создают главные особенности структуры. Каледонское складкообразование не носит альпинотипного характера, приближаясь скорее к германотипному, но в то же время имеет некоторые черты, чуждые последнему, — смятие чрезвычайно мощных толщ, мощные интрузии и т. д. Усов называет подобную структуру, развившуюся поверх глубоко погруженных жестких плит, сибиретипной. Иными словами, мы имеем здесь дело с недоразвившейся геосинклинальной областью на периферии сложного геосинклинального образования.

Каледонский орогенез играл решающую роль в создании структурных особенностей Кузнецко-Алтайской области. Именно его поздним фазам принадлежит ликвидация геосинклинального режима и превращение опускавшихся грабен-геосинклиналей в устойчивую платформу, или, вернее, в систему жестких массивов. Процессы усиленного складкообразования сопровождались весьма мощными интрузиями, в которых можно видеть граниты, гранодиориты, габбро, оливиновые нориты.

С этого момента история развития Кузнецко-Алтайской горной страны вступает в свою следующую стадию. Несомненно, что каледонский орогенез резко изменил направление хода физико-географического процесса. Преимущественное распространение моря, составлявшее характерный признак нижнего палеозоя, сменяется появлением очень обширных масс суши, созданных каледонской складчатостью и распространенных повсеместно. Только дальнейшая судьба этой суши оказалась в различных местах довольно неодинаковой. Мы можем различать районы, в которых, повидимому, в начале девона преобладали денудационные процессы, — таков Горный Алтай, где между нижним девоном и верхним силуром имеется перерыв в отложениях. Наоборот, севернее мы имеем весьма мощные накопления красноцветного обломочного материала; его образование закончилось только к началу верхнего девона. В некоторых же районах континентальные отложения и вулканические наземные извержения захватывали только жединский век. Наконец, в Салаире мы встречаемся с фактом существования герцинской фации нижнего девона; это говорит о том, что созданные горные цепи весьма быстро снова погружались под уровень моря, которое, повидимому, наступало с севера.

Конец силура и начало девона представляли собою эпоху весьма интенсивно выраженной вулканической деятельности, особенно энергично проявлявшейся в северной части Минусинской котловины. Девонская трансгрессия в жединское время захватывает периферию Кузнецкого бассейна, проникает на Алтай в кобленцский век, а в другие районы—в эйфельский, причем средний девон оказывается временем наибольшего распространения моря, залившего уже в достаточной степени размытую каледонскую горную страну. Накопление осадков не превышало в среднем 1000 *м*, что указывает на свер-

шившуюся весьма значительную консолидацию земной коры. Море при этом было мелководно, изобиловало песчаными и рифовыми фациями; это дает право утверждать, что оно было усеяно островами, представлявшими собою остатки затопленных горных возвышенностей. Характеристика фаций в нижнем и среднем девоне оказывается очень сложной в связи с весьма разнообразными движениями пост-орогенного типа в юной еще платформе.

В девоне намечается не менее двух фаз орогенических движений: одна из них, ануйская, имела место в нижнем девоне, а другая — тельбесская — приурочена была к середине девона. Складчатость эта носила пост-орогенный характер и захватывала, повидимому, лишь верхние осадочные покровы, и только на Алтае, по Усову, она затрагивает и фундамент. Усов указывает также на существование покровной складчатости и в начале верхнего девона. Мы здесь встречаемся, таким образом, если эти указания верны, с фактом, который до сих пор нам был незнаком, а именно, с проявлениями орогенических сил в течение девона, завершающими собою каледонскую складчатость, которая запаздывает в Кузнецко-Алтайской области до верхнего девона.

Складкообразование в девоне имело очень важные последствия. Прежде всего нужно отметить внедрение значительных интрузий, вызвавших интенсивное оруденение в районе Тельбеса. С другой стороны, эти движения наложили свой отпечаток на весь характер верхнедевонской эпохи. Действительно, в Кузнецко-Алтайской области совершенно не наблюдается того огромного распространения моря, которое характеризует верхний девон Казахстана и Средней Азии. Морские отложения, и то очень мелководные, наблюдаются по периферии Кузнецкого бассейна и Горной Шории. Южнее — на Алтае и восточнее — в Минусинской котловине, верхний девон имеет континентальный характер. Мы можем себе представить, что в результате тельбесских движений возобновились поднятия в южной части Кузнецко-Алтайской области, сопровождавшиеся энергичными вулканическими извержениями и вызвавшие отход моря в северном направлении. Мы видим, что Алтай и Саян позже других районов погрузились частично под уровень моря и ранее других освободились от его покрова. Все это свидетельствует об очень значительной стабилизации этих участков. На месте ушедшего моря на юго-востоке и отчасти в других районах Кузнецко-Алтайской области водворилась равнина, покрывавшаяся красноцветным обломочным материалом, накопление которого должно быть связано с существованием усиленно размывавшихся возвышенностей и наличием горного рельефа в районе Алтая и Саяна. На этой же равнине существовали озера, населенные фауной рыб, свойственной «древнему красному песчанику». Огромная мощность континентального девона Минусинской котловины говорит о явлениях постоянного опускания расположенной в ее основании плиты. То же мы имеем и для Кузнецкого бассейна, тогда как каледонские складчатые сооружения в девоне испытывали очень значительные поднятия, что отразилось и на палеогеографии девонского моря, и на характере вулканической деятельности, бывшей, как мы уже говорили выше, очень интенсивной.

Следующая трансгрессия приурочена в Кузнецко-Алтайской области к нижнему карбону. Существование в это время больших гор-

ных массивов и значительных котловин между ними определило характер распространения этого моря — оно ингредировало в Кузнецкий бассейн, проникло в Зайсанскую котловину и на западную периферию Алтая. а также в Чулымско-Енисейскую впадину, зайти же в Минусинскую котловину оно не смогло, и там отлагались в это время породы озерного и континентального происхождения. Судетская, или, как ее называют томские геологи, гурьевская, фаза вызвала перестройку каледонских надвигов Салаира и еще большее их надвигание на Кузнецкую плиту. Результатами этих движений являются осушение последней и начало эпохи денудации, хотя временные набеги моря на нее и происходили с севера не менее двух раз в течение верхнего палеозоя. Эта фаза проявилась также заметно и в Минусинской котловине. Со среднего карбона начинается весьма значительное отложение озерных, речных и пролювиальных осадков в Кузнецком бассейне и в Минусинской котловине. В это же время в районе еще не оформившегося Рудного Алтая накоплялись различные континентальные осадки совместно с огромными массами эффузивов и туфов. Наличие болотных условий, заводей и озер, покрытых богатой растительностью, обусловило образование слоев каменного угля лимнического происхождения. Этот процесс прерывался все новыми и новыми нагромождениями обломочного материала в зависимости от постоянно поднимавшихся горных массивов. В начале пермского периода произошли новые крупные движения в хребтах; они еще более сжали Кузнецкую котловину, вызвав разломы различного типа и легкую складчатость. В конце палеозоя имели место исключительно важные события: на северо-западе на Кузнецкую плиту и Салаир был надвинут покров Обской глыбы; в Алтае двумя огромными продольными сбросами обособился грабен Рудного Алтая; произошло повторное складкообразование, которое, например, в бассейне Енисея вызвало появление простых брахискладок на жесткой каледонской основе. Повидимому, к концу палеозоя был также надвинут на Минусинскую котловину нижний палеозой Западного Саяна. Однако, следует заметить, что точный возраст этого надвигания нам неизвестен, возможно, что это имело место значительно позднее.

Герцинская складчатость сопровождалась рудоносными интрузиями, которые особенно мощны были вдоль сбросовых линий Рудного Алтая, в Калбинском хребте и в западной части Обской глыбы. Из приведенного обзора тектонических проявлений герцинского орогенеза явствует, что они развивались поверх складчатого каледонского фундамента, сдвинутого многочисленными разрывами и проникнутого интрузиями. Естественно, что в таких условиях, при отсутствии геосинклинальной подготовки складчатости, последняя выразилась в форме складок германотипного характера, соединенных с огромными расколами, давшими путь глубинным магматическим массам, и крупными надвигами глыбового характера. Последнее в значительной степени облегчалось тем, что существовали области опускания, на которые и сдвинуты были массивы каледонского складчатого фундамента вследствие отсутствия соответствующего упора.

Судьба нашей области в триасе мало известна — повидимому, происходила усиленная денудация созданных ранее возвышенно-

стей в условиях сухого климата; последнее определяется тем, что триасовая флора, повидимому, мало распространена. В юре возникли значительные озерно-болотные пространства (Чулымский бассейн, Кузнецкий бассейн, Зайсанская котловина), в которых отлагались галечники и угли. К этому времени относится образование так называемой «мелафировой подковы» — излияния базальтовой лавы в Кузнецком бассейне, которая на геологической карте обозначается подковообразной полосой. Юрские отложения достаточно резко смяты, что заставляет предполагать в андийскую фазу новое сближение Салаира и Кузнецкого Алатау. Усов даже склонен приурочивать к этому времени и огромный надвиг Обской глыбы — «томский шарриаж» и связанные с ним внедрения порфировидных гранитов Новосибирска и даже интрузии Рудного Алтая. В последнее время Усов отмечает возможность существования здесь не андийских, а ларамийских движений. Насколько все это соответствует действительности, сейчас еще сказать трудно.

Мы не будем касаться теперь равнины Западной Сибири, захваченной обширной палеогеновой трансгрессией, отметим лишь, что в третичное время Кузнецко-Алтайская область представляла собою равнину с озерами и болотами; кругом росли лиственные леса таких деревьев, которые ныне в Западной Сибири не растут. Была ли в это время сформированная речная сеть, неизвестно; во всяком случае больших рек, текущих к Полярному океану, наверное, не было; вероятно, было много местных бассейнов стока. Прежний горный рельеф к этому времени был совершенно уничтожен. Конец неогена являлся эпохой крупнейших расколов древнего складчатого фундамента и огромных глыбовых поднятий яксартского типа; в результате древние равнины и озерные бассейны были вознесены на огромную высоту, был создан высокогорный рельеф с наличием пенепленов в альпийской области. Всѐ это послужило причиной неоднократного оледенения всех вновь созданных горных групп, появившихся на месте уничтоженных древних складчатых хребтов.

6. Полезные ископаемые

Геохимическая жизнь Кузнецко-Алтайской горной страны создала ряд ценных минеральных накоплений как в области неметаллических полезных ископаемых, так и в области металлов. Особенно велико значение здесь ископаемого горючего в виде к а м е н н о г о у г л я, образовавшегося в эпоху верхнего палеозоя и юры в Кузнецком бассейне, который заключает громадные его запасы. Генезис его связан с существованием озерных бассейнов и влажной растительности умеренного пояса. Значение Кузнецкого бассейна как громадной угольной базы нашего востока крайне велико. Помимо площади Кузнецкого бассейна, мы имеем Анжеро-Судженский и Колыванский бассейны. Южнее мелкие месторождения угля имеются в Минусинской котловине; в течение верхнего палеозоя в ней существовали озерные водоемы, в которых происходило накопление растительного вещества. Образование этих бассейнов приурочено ко времени начальных фаз герцинской складчатости, когда море исчезло из нашей области и когда происходили значительные опускания, в которых и водворился озерно-болотный режим.

Второй эпохой углеобразования была юра; мягкий и влажный климат этого времени способствовал новому накоплению углеродистого вещества в понижениях, занятых озерами. Однако площади, занятые юрскими озерами, по сравнению с верхнепалеозойскими были меньше. Кроме того, образование бурых углей шло в третичное время в системе озер, покрывавших рассматриваемую область.

Из других неметаллических полезных ископаемых следует отметить бокситы Салаира, отлагавшиеся в юре в озерных котловинах, асбест, месторождения которого в 200 *км* к юго-западу от Красноярска приурочены к контактно-метаморфической зоне палеозойских известняков. Из металлических ископаемых отметим руды железа Тельбеса (Горная Шория), образовавшиеся контактно-метаморфическим способом среди девонских пород при интрудировании их гранитами тельбесской фазы каледонского орогенеза.

Цветные металлы сосредоточены в Рудном Алтае, где они возникли в результате появления мощных позднегерцинских интрузий, оказавших сильнейшее контактно-метаморфическое воздействие на эффузивные породы верхнего палеозоя. Особенно значительны здесь руды цинка и свинца, которые послужили базой для возникновения цветной металлургии в Риддере. Здесь же обнаружены руды серебра, меди и некоторых других металлов. Следует отметить широкое распространение в описываемой области месторождений золота.

В других местах Кузнецко-Алтайской горной страны руды цветных металлов имеются в небольших количествах; отметим наличие контактно-метаморфической меди на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в Минусинском районе и в Хакассии. Серебро-свинцовые руды имеются в Салаире и на Алтае (Змеиногорск).

VI. ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ОПУСКАНИЕ

1. Структура Западно-Сибирского опускания

Западно-Сибирское опускание, выраженное геоморфологически колоссальной равниной, по которой протекают мощнейшие реки СССР и всей Евразии, занимает все пространство между Уралом на западе и Енисеем на востоке. Относительно последней границы следует сказать, что структурный рубеж не проходит здесь вдоль самой реки, а несколько западнее; вероятнее всего, он направляется от Красноярска к устью Енисея, через низовья р. Таза. Существуют данные, что область, расположенная восточнее этой линии, относится к Сибирской платформе и только сравнительно недавно вовлечена в погружение. На юге Западно-Сибирское опускание граничит с Тургайской впадиной, складчатой страной восточного Казахстана и Кузнецко-Алтайской горной страной; расположенную между ними Иртышскую впадину мы включаем в состав Западно-Сибирского опускания, так как она весьма мало от него отличается. Северная граница опускания неясна: мы видим здесь мелководное Карское море, представляющее современную трансгрессию Ледовитого океана. Пределом погружения тут служат, очевидно, те подводные возвышенности, которые составляют основание о-вов Уединения, Визе, Уша-

кова и Известий, расположенных между Новой и Северной Землями и Землей Франца-Иосифа.

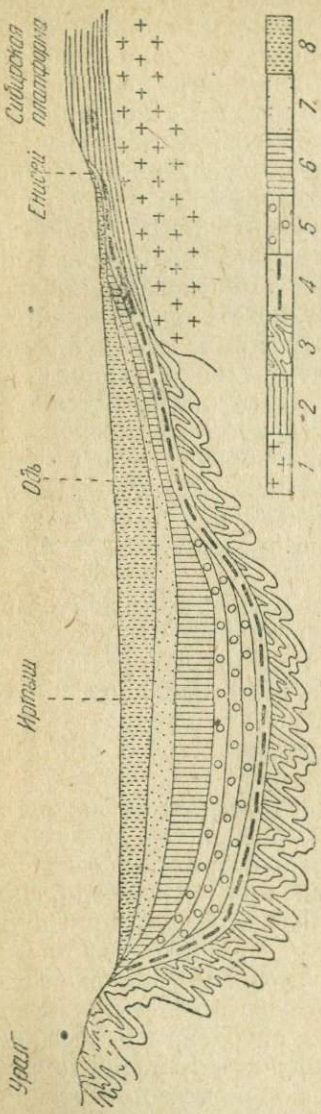
Западно-Сибирское опускание характеризуется чрезвычайно обширным и местами очень мощным покровом четвертичных отложений, из-под которого в разрезах речных долин выступают горизонтальные третичные породы. Характер развития и залегания мезозоя нам неясен, так как слои этого возраста исключительно редко показываются на поверхности. Фундамент равнины нигде на поверхность не выходит, за исключением участков, которые мы отнесли к Сибирской платформе. Глубинная структура опускания нам неизвестна, и мы можем лишь строить более или менее обоснованные предположения. Встречаются представления у некоторых геологов о существовании в Западной Сибири фундамента аналогичного тому, который мы встречаем в Русской и Сибирской платформах. Подобные предположения не имеют какого-либо фактического основания; наиболее распространенное предположение — это гипотеза погруженного палеозойского складчатого фундамента, который мы можем видеть на Урале, в восточном Казахстане и Кузнецко-Алтайской горной стране. Мы уже отмечали, что складки Урала к востоку оказываются все более и более опущенными, причем интенсивность их нисколько не ослабляется. Нам приходилось также говорить, что в районе Петропавловска казахстанская структура оказывается погруженной под новейшие отложения равнины; не менее ясно, что под ее кайнозой опускаются к северу Обская палеозойская глыба и Кузнецкий Алатау.

В дальнейшем мы увидим, что складки Таймырского полуострова также исчезают на юго-западе под четвертичным покровом устья Енисея. Вследствие этого мы можем с некоторой уверенностью сказать, что под новейшими образованиями Западно-Сибирской равнины и Карского моря скрывается палеозойское складчатое сооружение. Совершенно иное дело — представление о его характере и глубине погружения.

На карте Архангельского и Шатского все Западно-Сибирское опускание разделено наискось на две части: юго-западная представляет собой область значительного погружения фундамента, а северо-восточная отличается тем, что последний расположен неглубоко. Линия раздела проводится на этой карте от р. Сосьвы (левый приток Оби) на северо-западе до Новосибирска на юго-востоке. Основанием для такого разделения является наблюдение над сменой фаций палеогена, которые к северо-востоку принимают все более и более прибрежный характер. Коровин также делит область опускания палеозойской платформы на две полосы, границу между которыми он проводит меридионально — от Новосибирска через широтный отрезок долины р. Оби к низовьям Таза. Этот исследователь утверждает, что к востоку от указанной линии встречаются юрские отложения; это свидетельствует о меньшей степени погружения, тогда как в Иртышской впадине на глубине 300 *м* скважины встретили лишь олигоцен, а севернее обнаруживается не менее 400 *м* четвертичных отложений. Кроме того, в западной полосе мы имеем достаточно мощный неоген и палеоген, под которым западнее Тобольска, несомненно, залегают верхний мел и юра; это заставляет думать, что в западной части бассейна Оби опускание было очень значительным и ожидать

палеозойского фундамента ближе 1000—1500 *м* не приходится (фиг. 109).

О характере палеозойского фундамента у нас имеется чрезвычайно мало сведений. В последнее время пытаются познать основание Западно-Сибирской равнины путем наблюдений над распределением силы тяжести [1].



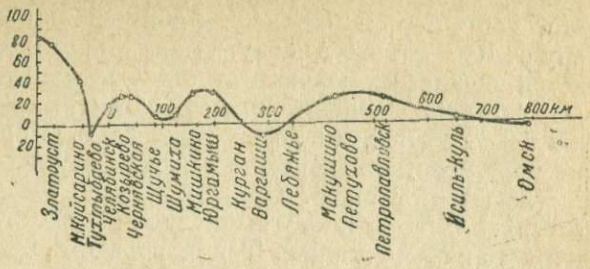
Фиг. 109. Схема строения Западно-Сибирского опускания.

1 — докембрий; *2* — горизонтальный палеозой; *3* — складчатый палеозой; *4* — юрские континентальные отложения; *5* — верхний мел; *6* — палеоген; *7* — неоген; *8* — четвертичные отложения.

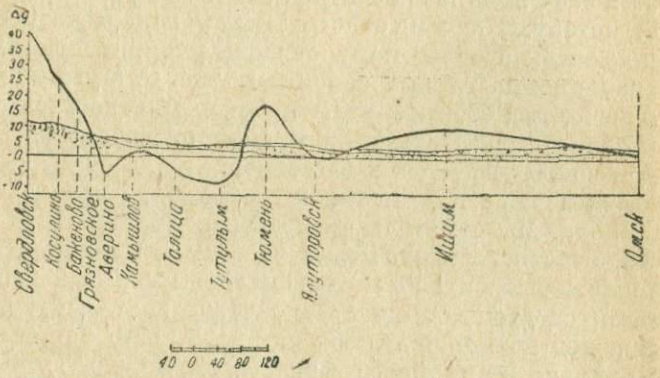
Приведенные рисунки (фиг. 110 и фиг. 111) показывают ход изменений напряжения силы тяжести по двум профилям через Западно-Сибирскую равнину. Толкование этого явления геофизиками вряд ли соответствует действительности, как это было показано Архангельским; дело в том, что они выводят из анализа этих кривых поднятия к поверхности палеозойского фундамента и чередования складчатых зон с участками спокойного залегания, тогда как мы встречаемся здесь, повидимому, с полосами развития магматических, в частности основных, пород и осадочных отложений, как это имеет место на Урале. Не исключена возможность думать, что в западной полосе опускания, прилегающей к Уралу, можно ожидать структуру, сходную со структурой последнего. Данные по Казахстану показывают, что в районе Петропавловска располагается гранитный массив, обтекаемый каледонскими складками; не лишено вероятия, что подобные массивы встречаются и севернее и что складчатые зоны отличаются очень прихотливым расположением. Наконец, мы вправе предполагать к северу от Томска структуру, аналогичную той, которая описана выше для Кузнецко-Алтайской области. В районе Обской губы вероятно наличие крайне сжатых складок, что может быть обусловлено резким сближением Русской и Сибирской платформ.

[1] Не имея возможности входить здесь в детали применения гравиметрии к геологии, рекомендуем обращаться к работе Архангельского «Геология и гравиметрия», напечатанной в Трудах НИИ геологии и минералогии, вып. 1, 1933, где приводятся объяснение гравиметрических принципов и способы интерпретации при их помощи геологических сведений.

Итак, можно думать, что фундаментом Западно-Сибирской равнины является сильно складчатое палеозойское основание, в котором вкраплены докембрийские массивы. Юрские отложения, как это показывают непосредственные наблюдения, испытали весьма энергичные дислокации. Верхний мел и кайнозой залегают почти



Фиг. 110. Гравиметрический профиль по линии Златоуст — Омск.



Фиг. 111. Гравиметрическая кривая Свердловск — Омск.

Δg — аномалия силы тяжести, показывающая, насколько наблюдаемое ускорение силы тяжести по приведению его к уровню моря отличается от теоретической, вычисленной, величины.

горизонтально, слабо склоняясь со всех сторон к центральным частям опускания. В заключение отметим, что в восточной полосе равнины, примыкающей к Енисею, Рагозиным устанавливается система ступенчатых сбросов, захватывающих различные горизонты мезозоя.

2. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя

Мы говорили, что структура и стратиграфия палеозойского фундамента в области Западно-Сибирской равнины для нас неизвестна из-за слишком глубокого его залегания. Значительно больше мы знаем уже о **юрских** отложениях. О наличии морской юры на севере области говорят нам выходы мальма по р. Сосьве, о чем мы уже сообщали, когда речь шла об Урале. К юго-востоку отсюда на берегу р. Югана (к югу от г. Сургута) Громовым были найдены темные юрские глины, слабо дислоцированные, с обильной фауной; сущест-

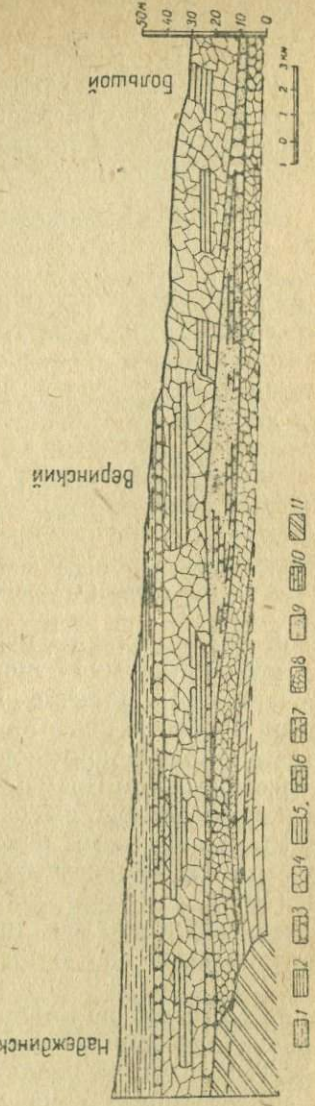
вует предположение, что этот выход юрских пород представляет собою ледниковый отторженец. Ввиду того что выходы юры известны также в районе о. Диксона, можно думать, что район всего нижнего течения Оби и Обской губы сложен морскими юрскими образованиями. Южнее, вероятно, развиты угленосные породы юры, как это имеет место, например, в районе Челябинска. Мы уже говорили, что к северу от Кузнецкого Алатау между Мариинском и Ачинском располагается обширный юрский и отчасти меловой угленосный бассейн. В настоящее время полоса развития угленосной юры прослежена на север вплоть до г. Енисейска. Коровин сообщает о находке юрских континентальных отложений в бассейне р. Вас-югана (левый приток р. Оби, к западу от г. Нарыма), а также и севернее г. Нарыма в самой долине Оби. Здесь развиты угли и пачки горючих сланцев. Таким образом, в восточной части Западно-Сибирской равнины континентальная юра в угленосной фации имеет очень широкое распространение. В этой же области отмечается значительное развитие древней латеритной коры выветривания, которую Коровин относит к низам палеогена. Очень возможно, именно к юре следует приурочивать упоминаемые им железные руды и каолиновые глины; вспомним, что от Мугоджар до берегов Енисея железные бобовые руды и бокситы относятся в последнее время рядом исследователей к юрским отложениям, а именно, к береговым зонам угленосных бассейнов.

О **меловых** породах мы также упоминали, касаясь восточного склона Урала. Мы отмечали присутствие валанжина и кампана по р. Сосьве, а также верхнего мела к востоку от Челябинска. В районе г. Камышлова и Ирбита были тоже найдены морские верхнемеловые отложения; следует вообще предполагать наличие морского верхнего мела под покровом палеогена вдоль всего восточного склона Урала, начиная от крайнего севера и вплоть до Тургайской впадины. Восточная граница морских меловых пород неизвестна, ее следует искать где-либо вдоль линии Петропавловск — Сургут.

В Чулымском районе, на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской равнины, по данным Рагозина, поверх юрских угленосных отложений развиты две континентальные свиты с остатками флоры. Одной из них может быть приписан н и ж н е м е л о в о й возраст, а другой, — в е р х н е м е л о в о й. По данным Арктического института, доказано присутствие морских верхнемеловых образований на дне Карского моря.

Палеоген имеет весьма широкое распространение по всей равнине в виде морских отложений, присутствие которых говорит об огромной трансгрессии, разлившейся много шире верхнемеловой. На западе он перекрывает складчатый палеозой и магматические породы восточного склона Урала; на юге палеоген проникает в Тургайскую впадину и захватывает периферию складчатого палеозойского массива Казахстана. Он занимает Иртышскую впадину и Кулундинскую степь; восточная граница распространения палеогена с точностью не установлена — примерно ее можно наметить в районе Нарыма и бассейна Таза. В основу стратиграфического разделения западно-сибирского палеогена возьмем прежде всего данные Безрукова по верхнему течению р. Тобола (район г. Кустаная), Уя и Аята (фиг. 112). Здесь на размытом кампане и маастрихте залегают

кварцевые, частью глауконитовые, пески, которые, по мнению Безрукова, относятся к низам палеоцена. На указанных песках, имеющих очень незначительную мощность, располагается фосфоритовый слой, перекрывающий местами верхний мел и кроющийся опоками, которые переходят в песчаники и пески. В фосфоритах встречаются остатки акул (*Otodus*, *Lamna* и др.). Кверху опоки сменяются песчаниками и кварцевыми песками регрессивного характера. Над этим песчаным горизонтом снова располагаются опоки, залегающие, наоборот, трансгрессивно. Все эти горизонты имеют мощность в 10—20—25 *м*. Над верхними опоками развиты пестрые песчано-глинистые отложения.



Фиг. 112. Разрез палеогена в бассейне р. Уя (по Безрукову).

1 — глинистые пески; *2* — песчанистые глины; *3* — сливные песчаники; *4* — опоки; *5* — опоковидные глины; *6* — сливные песчаники; *7* — пески с прослоями песчаников; *8* — песчанистые опоки; *9* — глауконитовые пески; *10* — мергелистые глины маастрихта; *11* — изверженные и метаморфические породы палеозоя.

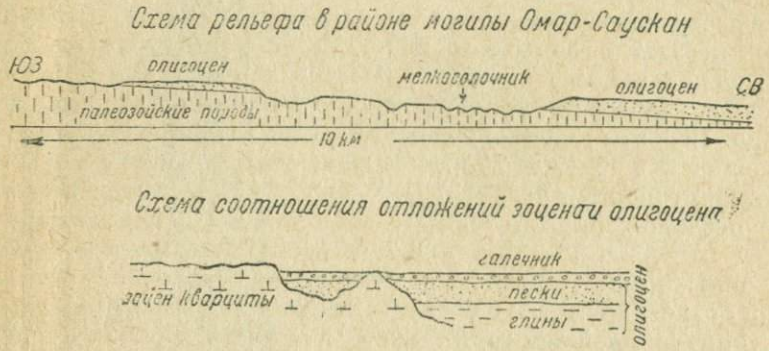
Все описанные горизонты Безруков относит к палеоцену, причем в нижнем горизонте опок и в песчаной толще, его покрывающей, он видит аналоги сызранского и нижнесаратовского ярусов Поволжья, верхним же опокам он приписывает условно верхнесаратовский возраст.

В районе р. Миаса Эпштейн устанавливает переслаивание глауконитовых песчаников, содержащих зубы акул, с опоками и синевато-серыми глинами; нижние горизонты этой свиты, по его мнению, тоже должны быть приравнены палеоцену; более же высоко расположенные синие глины и опоки следует относить, согласно Карпинскому, к эоцену. Отсутствие хорошего палеонтологического материала не позволяет делать, однако, точных сопоставлений. Выше указанных пород непостоянно и прихотливо залегают глины и кварцевые пески, условно относимые Эпштейном к олигоцену. Среди глин и песчаников встречаются *Cyprina perovalis*, *Fusus gracilis*, *Modiola Karpinskii*, *Lamna elegans*, *Otodus*, *Notidanus*.

Верхние пески олигоцена заключают остатки стволов растений, превращенные в лигнит и зерна янтаря. На р. Лозьве были найдены остатки *Sequoia*, *Populus*, *Salix*, *Magnolia*, *Juglans*, указывающие

на первое появление арктo-третичной флоры и смешение ее с субтропической. Общая мощность палеогеновых отложений в Западно-Сибирской равнине достигает 200—300 *м*.

По западной периферии Иртышской впадины эоцен выражен кварцевыми песками и песчаниками, залегающими на абрадированной поверхности палеозоя. На резко размытой поверхности эоценовых песчаников (фиг. 113) располагаются зеленовато-серые глины с гипсом — толща, очень широко распространенная в Западной Сибири; она покрывается белыми кварцевыми песками. Эти отложения Коржинский относит к олигоцену.



Фиг. 113. Соотношение эоцена и олигоцена в Экибастузском районе (по Коржинскому).

В восточной части равнины палеоген представлен, по словам Коровина, континентальными породами — кварцитами и опоковидными песчаниками; наличие подобных образований, широко развитых среди морского палеогена, заставляет усомниться в правильности отнесения их к континентальным.

Неоген в бассейне Оби и Иртыша выражен разнообразными озерными отложениями, имеющими очень обширное распространение к востоку от Урала. Здесь мы находим иловатые суглинки, серые и зеленоватые пески, заключающие остатки пресноводных рыб и моллюсков (*Perca*, *Leuciscus*, *Unio*, *Paludina*, *Planorbis*). Кроме того, среди этих пород найдены остатки *Mastodon tapiroides*, что заставляет предполагать п л и о ц е н о в ы й возраст этих отложений.

Занимающий всю Западно-Сибирскую равнину **четвертичный** покров имеет различную мощность — наиболее он значителен в бассейнах Оби и Таза, а также вдоль среднего течения Иртыша. Он представлен двумя горизонтами морен, южный предел которых проходит севернее Тобольска и южнее Нарыма. На севере очень широкое распространение (полуостров Ямал, полуостров Гыданский и Тазовская тундра) имеют отложения бореальной трансгрессии. Южнее области моренного покрова на равнине развиты очень мощные аллювиальные породы, занимающие все междуречье,— это следы крайне высокого стояния вод, стекавших с горных стран юга и подпертых располагавшимися на севере ледниками. При этом сток этого огромного бассейна происходил в сторону Арала через Тургайское понижение, как это думают в настоящее время некоторые геологи; окончательно этот вопрос еще не решен.

3. Об истории развития

Ранние стадии развития Западно-Сибирского опускания от нас скрыты; рассуждая по аналогии, можно представить себе на западе его события точно такие же, какие имели место на Урале, а в центре и на востоке — сходные с теми, которые отмечались нами для Казахстана и Кузнецко-Алтайской области. В конечном счете мы можем полагать достаточно обоснованным наличие поздних фаз герцинского орогенеза, создавших огромную горную страну, очевидно, с очень сильно пересеченным рельефом. Триас, был, повидимому, временем денудации этих возвышенностей и превращения всей области в пенеплен.

К юре относится возникновение обширных озер и болот, в которых шло образование углей. В конце периода, в мальме, стал происходить прогиб северной части области, и море захватило все пространство почти вплоть до Тобольска. Тогда Урал, Пай-хой, Вайгач и Новая Земля представляли очень длинный и узкий полуостров, разделявший обское и русское море. Повидимому, юрское море не проникало далеко на юг, и связи у него с бассейнами юга через Тургайскую, уже к тому времени обозначавшуюся, впадину не было: последняя, вероятно, была занята озерными бассейнами. Начало мела характеризуется регрессией моря, что сопровождалось весьма значительными смятиями и разломами юрских отложений. Верхнемеловая трансгрессия захватывает западную часть равнины; это связано было, очевидно, с прогибанием наименее устойчивой части платформы — приуральской. Далеко на восток эта трансгрессия вряд ли распространялась. В конце мела последовало поднятие и полное осушение всей области, к чему приурочены были явления размывания верхнемеловых пород.

В начале палеогена снова произошло опускание западной части области, распространившееся и на ее центр; к этому же времени относится и погружение Иртышской впадины. Трансгрессия начинается с сызранского века и достигает максимума в эоцене. Характер отложений, богатых кремнеземом, и присутствие фауны северных морей отчетливо говорят о широкой связи обширного бассейна с арктическими морями. Между эоценом и олигоценом местами, как, например, в Иртышской впадине, намечается перерыв, связанный с усилением размыва эоценовых пород. Начиная с олигоцена, развивается регрессия моря, обусловленная общим поднятием всей области, — сравним аналогичный процесс на Русской платформе, который приводит к исчезновению моря и появлению обширного материка, покрытого лесами; они указывали на начавшееся отступание южной флоры, происходившее под влиянием похолодания и натиска северной растительности. Неоген отличается наличием системы озер, развитых особенно значительно в плиоцене; существуют данные, что климат в это время был уже достаточно суровый.

В четвертичном периоде имело место двукратное надвигание с северной части материка льдов, вызвавшее огромное запруживание вод, стекавших с покрытого ледниками Алтая; огромный водный бассейн частично, быть может, переливался в сторону Арала, а после отступания льдов к северо-западу — на Новую Землю — и к северо-востоку — на Таймыр — воды получили сток к северу; таким путем

образовалась огромная современная система Оби и Иртыша. Послеледниковое время характерно было очень значительной бореальной трансгрессией. Явления погружения севера продолжаются и в настоящее время, так что самый север области и до сих пор еще занят морем.

VII. НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ДУГА И ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

1. Тектоника

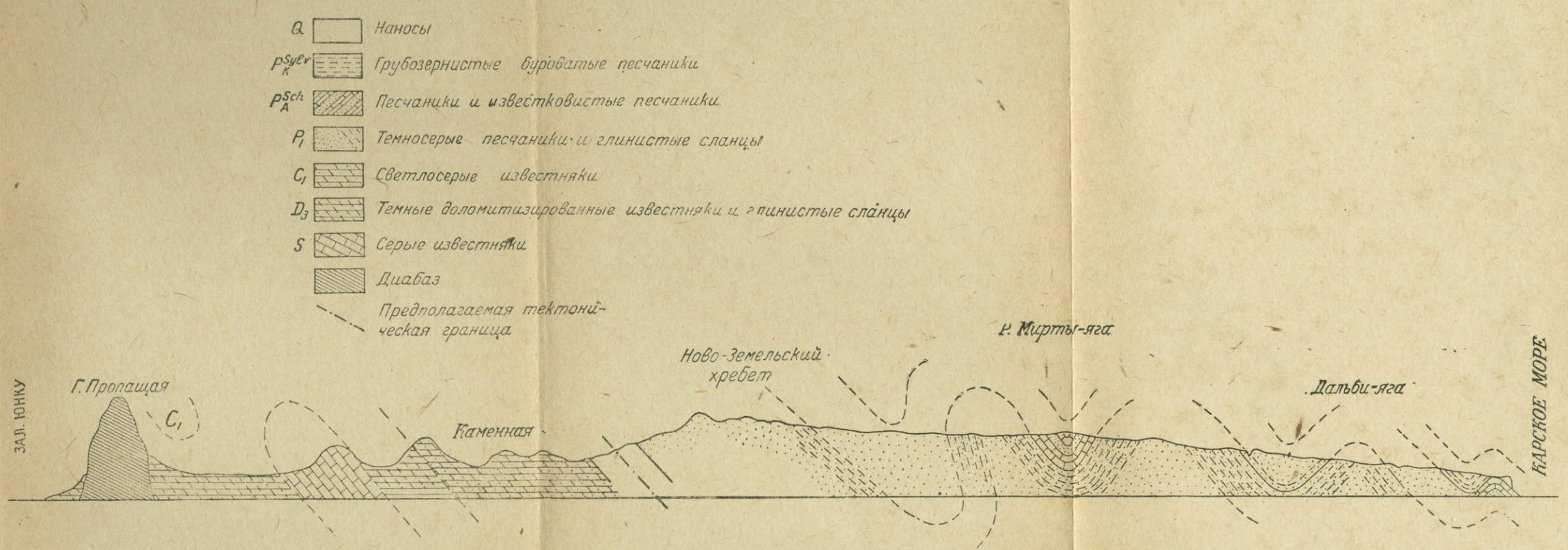
Огромная дуга Пай-хой — Вайгач — Новая Земля еще со времен Зюсса считалась продолжением Урала, что естественно вытекало из ее географического положения. В связи с этим мыс Желания принимался за северную оконечность всей уральской складчатой зоны. Последние работы на Севере показали, что Новоземельская складчатая дуга имеет ряд признаков, весьма отличающих ее от Урала; это вызывает необходимость признать за ней самостоятельное тектоническое значение в пределах всего Урало-Тянь-шаньского складчатого комплекса. К тому же работами Хабакова установлено, что метаморфическая полоса Урала не изгибается и не входит в Пай-хой, а продолжается к северо-востоку, срезываясь берегом Байдарацкой губы. Причленение Пай-хоя к Уралу происходит путем кулисообразного примыкания с системой надвигов в районе контакта обоих тектонических элементов.

Пай-хой, изучавшийся в последнее время Черновым, Иорданским и Косым, представляет собой систему складок почти широтного простирания. В районе Югорского Шара происходит разветвление складок — главная ветвь складчатой зоны переходит через этот пролив и слагает о. Вайгач, тогда как другая принимает северное направление и, изгибаясь, уходит под воды Карского моря.

Складки Пай-хоя в центральной своей части состоят из нижнего палеозоя (главным образом ордовичских слоев), обрамленного с обеих сторон обширными полями развития нижней перми. Последнее обстоятельство очень резко противопоставляет Пай-хой Уралу, так как вдоль последнего пермь развита только на западе.

Весь палеозой энергично смят в складки, сдвинутые к юго-западу, т. е. в сторону Большеземельской тундры; северная часть Пай-хоя характеризуется, по Чернову, системой крупных продольных разломов, переходящих в надвиги. Наиболее интенсивно дислоцированы метаморфические породы, простирание которых близко к меридиональному.

На о. Вайгач складки имеют то же северо-западное простирание, как и складки Пай-хоя, и составляют их непосредственное продолжение. Через Карские Ворота складки переходят на южный остров Новой Земли, постепенно изгибаясь в виде огромной дуги, которая принимает сначала меридиональное направление, а затем северо-восточное, следуя общей конфигурации обоих островов Новой Земли. Исключение составляет крайний север — начиная от Русской Гавани, складки приобретают восточное простирание и уходят под уровень Карского моря между мысом Желания на севере и мысом Спорый Наволок на юге, так что очертания самой северной части Новой Земли не совпадают с простиранием складок.



Фиг. 114. Геологический профиль пересечения южного острова Новой Земли (по данным Арктического института).

Особенностью всей Новоземельской складчатой дуги, за исключением Пай-хоя, является отсутствие зоны метаморфических пород и очень слабое развитие вулканизма. Это вызывает представление, что вся Новоземельская дуга не относится к главному стволу геосинклинали, а составляет ее боковую ветвь, развивавшуюся из обширной предгорной впадины, о чем нам придется сказать дальше.

Остров Вайгач является симметричной антиклиналью с очень большим количеством разрывов и горизонтальных перемещений.

На Новой Земле оси складок сильно приподняты на юге в районе Костина Шара, затем они испытывают значительное погружение в районе Маточкина Шара, приподнимаются снова на северном острове и затем окончательно опускаются к югу от мыса Желания (табл. XXII). Последнее обстоятельство заставляет предполагать наличие переклинального, иначе говоря, свободного окончания складчатой зоны. Соединение складок Новой Земли с Таймыром или с Северной Землей, как это полагают Борн и Милорадович, является в достаточной степени сомнительным.

Что касается тектонической структуры Новой Земли, то она представляется в следующем виде. Основной складчатой зоной является осевая часть обоих островов, сложенная кембрием и силуром. На западной стороне развита чешуйчатая структура, показывающая направление надвигания складок.

Палеозой Новой Земли отличается весьма значительно от уральского тем, что в нем выражен очень ясно перерыв между силуром и верхним девоном, с одной стороны, и между нижним карбоном и нижней пермью, с другой. Первый из этих перерывов следует относить за счет влияния каледонской складчатости, не захватившей, однако, Новой Земли и отразившейся на ней лишь очень значительными эпейрогеническими поднятиями широких площадей и отчасти гранитными интрузиями. Лишь в районе Русской Гавани Пустовалов указывает на проявление складкообразования в конце силура.

На южном острове намечается очень интенсивное смятие в конце карбона; эта складчатость, очень распространенная на Новой Земле, осложнила те структуры, которые были созданы в каледонскую эпоху; это относится к району Русской Гавани, где последние отчетливо выражены.

На южном острове Новой Земли огромное пространство занимают нижнепермские отложения, перекрывающие южную половину этого острова от западного берега до восточного. Они залегают несогласно на весьма различных горизонтах палеозоя и смяты в систему наклоненных к западу изоклинальных складок, с очень большой силой надвинутых на более древние складки, расположенные западнее (фиг. 114). Смятие нижнепермских пород приходится на середину или конец перми, когда была окончательно создана вся новоземельская структура. Эти позднегерцинские движения сильно усложнили существовавшую ранее складчатую структуру. К указанной фазе орогенеза приурочены излияния диабазов и небольшие габбровые интрузии.

Из стратиграфического очерка будет ясно, что нижний палеозой Новой Земли очень сходен не с уральским, а с норвежским и шотландским. Это обстоятельство, а также наличие каледонских подня-

тий на Новой Земле указывает, что в нижнем палеозое она составляла периферическую часть Каледонской геосинклинали, которая, по мнению Милорадовича, продолжалась от Варангерфиорда к Маточкину Шару и отсюда, описывая большую дугу, уходила в сторону Земли Франца-Иосифа и далее через Северный полюс шла на соединение с Аляской. К востоку от Новой Земли мы видим каледонские складки на Северной Земле и Таймыре, в общем параллельные предполагаемой дуге Баренцова моря.

Земля Франца-Иосифа, сложенная горизонтальным мезозоем, прикрытым покровом базальта, возможно, имеет в своем основании каледонский фундамент. Раздробленность архипелага зависит от четвертичных сбросов, сопровождавших крупные арктические опускания.

2. Стратиграфия нижнего палеозоя

Присутствие **докембрийских** пород на Новой Земле является сомнительным, и только на Пай-хое в районе Югорского Шара оно возможно. Стратиграфическая серия пород Новоземельской дуги обнимает палеозой, начиная от кембрия и кончая пермью; в отложениях, однако, имеется ряд существенных перерывов, появление которых вызвано особенностями развития этой области.

Кембрий начинается на Пай-хое глубоко метаморфизованными породами с массивами основных кристаллических пород. Ермолаев, давший общую сводку стратиграфии Новой Земли, указывает в районе Маточкина Шара на присутствие среднего кембрия с *Paradoxides*, выраженного черными глинистыми сланцами и филлитами, мощностью в 600 *м*.

Силурийская система лежит на размытой поверхности среднего кембрия, имея на контакте с ним основной конгломерат, причем она начинается переходными слоями от верхнего кембрия к ордовицию и заключает озаркскую фауну. Ордовичские слои развиты очень широко по всей дуге, причем на юге (Пай-хой, Вайгач и южный остров Новой Земли) они представлены различными обломочными породами — песчаниками и конгломератами с накоплениями туфогенного материала, а также глинистыми сланцами. Севернее Маточкина Шара Милорадович указывает в ордовиции присутствие наряду с глинистыми сланцами также и известняков; Ермолаев отмечает постепенное сокращение терригенного и вулканогенного материала по мере движения с юга на север. В районе Русской Гавани (залив Иностранцева и др.) развита метаморфическая свита, повидимому, ордовичского возраста, достигающая, по Пустовалову, мощности в 3000 *м*. В районе Маточкина Шара найдена богатая фауна (озаркская), представляющая смесь верхнекембрийских и нижнесилурийских форм (*Obolus*, *Lingulella arctica*, *Agnostus*).

Готландские слои имеют очень широкое распространение по всей Новоземельской дуге, причем развитие их на западе и востоке ее значительно отличается. На Пай-хое верхний силур выражен битуминозными сланцами и кварцитовидными песчаниками с *Halysites*, прорезанными габбро-диабазовыми интрузиями.

На Вайгаче готланд представлен очень богато; литологический его состав очень пестрый, характеризующий весьма значительную

смену фаций в те времена; преобладают глинистые сланцы и мелководные водорослевые известняки. Намечается очень большое фаунистическое сходство с норвежским готландом. Можно указать наличие валентского яруса с *Favosites*, *Pentamerus borealis*, уэнлокского с *Monograptus* и *Leptaena*, лудловского с *Pr ëtus waigachensis*, а также многочисленными остракодами. На Новой Земле мощность готланда доходит до 4000 *м*, причем известняковые породы юга сменяются на севере мощными накоплениями конгломератов, сланцев и песчаников, быстро замещающих друг друга. Большое развитие имеют граптолитовые сланцы с фауной, идентичной с шотландской. В этом районе можно с очень большой точностью установить те же подразделения верхнего силура, которые сделаны в Шотландии, что указывает на прямое морское сообщение между обоими районами. Для валентского яруса отметим наличие многочисленных граптолитов (*Monograptus*, *Climacograptus*), плеченогих (*Leptaena*, *Strophomena*), трилобитов (*Cheirurus insignis*, *Asaphus*). В уэнлоке на севере преобладают граптолиты, а на юге—плеченогие и трилобиты. В середине лудловского яруса немечается выравнивание фауи севера и юга, причем особенно характерным является шотландский *Pentamerus Knighti*. В самом верху силура громадное распространение имеют остракоды. Милорадович указывает на западном берегу северного острова Новой Земли тиллиты, что дает ему повод говорить о силурийском оледенении; другие авторы отрицают ледниковое происхождение этих образований и считают их либо за основной конгломерат, либо за выносы рек, стекавших, с располагавшихся к западу гор.

3. Девон, карбон и пермь

Девон развит на Новоземельской дуге далеко не одинаково. Чернов отмечает для юго-западного склона Пай-хоя наличие черных сланцев, возможно, нижнедевонского возраста; по его данным, по западному склону Пай-хоя и Полярного Урала вся палеозойская толща мощностью около 10 *км* представляет собою непрерывную свиту отложений без каких-либо перерывов и явлений несогласного залегания. Средний девон по тому же склону Пай-хоя выражен сланцами и песчаниками с *Calceola sandalina*, что не дает права сомневаться в правильности стратиграфического определения этих пород. Наоборот, на северо-восточном склоне хребта, по данным Косого, нижний и средний девон отсутствуют, причем намечается несогласное залегание верхнего девона на верхнем силуре. На юго-западе верхний девон слагается известняками франского и фаменского ярусов, а на северо-востоке — темными битуминозными известняками. На Вайгаче девон начинается средним отделом, причем он образован известняками с большой примесью туфогенного материала и диабазовыми покровами.

На Новой Земле всюду отсутствует нижний девон и эйфельский ярус среднего; местами они замещены конгломератами, красными песчаниками с панцырными рыбами и лавовыми покровами, которые в районе Русской Гавани замещают также живетский и даже франский ярус. Морские отложения девона на Новой Земле начинаются у Карских Ворот живетскими известняками с *Stringocephalus*

Burtini, а севернее—низами или даже серединой ф р а н с к о г о яруса. На юге развиты мощные известняки и лавовые покровы, причем первые заключают фауну уральского типа — *Spirifer katavensis*, *Manticoceras intumescens*, *Clymenia*.

Отметим наличие на Новой Земле битуминозной фации доманика, широко развитой вдоль западного склона Урала.

На севере Новой Земли в е р х н и й д е в о н имеет сильно обломочный характер с большим разнообразием фаций (коралловые рифы, известняки с плеченогими). Фауна девона Новой Земли в отличие от силурийской имеет чрезвычайно много общих черт с фауной девона Урала.

Каменноугольная система на южном склоне Пай-хоя, по сообщениям Чернова, сложена известняками нижнего карбона, среди которых можно различить т у р н е й с к и й ярус с кораллами и визейский с *Productus giganteus*. Косой указывает для северного склона этого хребта возможность отсутствия турнэ. Для Пай-хоя чрезвычайно характерно отсутствие среднего и верхнего карбона и согласное налегание артинского яруса непосредственно на визе. Подобное явление отмечено Иорданским и для самых северных частей западного склона Урала.

В районе Костина Шара девон и нижний карбон связаны непрерывным переходом, севернее же верхняя часть визе лежит непосредственно на верхнем девоне. Южная часть Новой Земли характеризуется наличием в нижнем карбоне массивных известняков с фауной т у р н е й с к о г о (*Spirifer ranovensis* и др.) и в и з е й с к о г о яруса (*Productus giganteus*). Севернее турнейские слои отсутствуют за исключением района Русской Гавани, а визейские известняки с удивительным однообразием фаций и фауны широко распространены вплоть до крайнего севера.

Начиная с губы Сульменевой, появляется с р е д н и й к а р б о н в виде известняков со *Spirifer mosquensis* и кораллами московского типа, а также и верхний, представленный тоже известняками со *Sp. cameratus*, *Productus Frami* и др. Так как по плеченогим граница перми и карбона выявляется плохо, то и здесь установление верхнего карбона производят условно, исходя из ряда косвенных соображений. На юге же мы имеем ту же картину, что и на Пай-хое, т. е. отсутствие среднего и верхнего карбона, с тем только отличием, что на Новой Земле пермь ложится на карбон несогласно.

Пермские породы развиты по обеим сторонам Пай-хоя и Вайгача; они занимают до двух третей всей площади южного острова Новой Земли и протягиваются по восточному берегу ее северного острова. В Новоземельской системе представлены только нижнепермские отложения: присутствие верхней перми, кроме Пай-хоя, является сомнительным. На Пай-хое н и ж н е п е р м с к и е отложения, относящиеся к а р т и н с к о м у ярусу, состоят из многократно переслаивающихся глинистых сланцев и песчаников, к которым в верхней части свиты присоединяются углистые сланцы и угли, кроющиеся в свою очередь глинистыми сланцами. Общая мощность всех этих образований около 5000 *м*, причем нижние и средние части свиты имеют морское происхождение и заключают *Medlicottia artiensis* и *Paragastrioceras Suessi*; кроме того, встречается также ряд плеченогих, обычно распространенных в верхнем карбоне и нижней

перми, что определяет возраст всех этих пород, образовавшихся в предгорной впадине, как нижнепермский. В угленосной свите встречаются остатки растений (*Pecopteris*, *Noeggerathiopsis*, *Paichoia Fschernovi*); характер углей, по Чернову, лимнический. Она, повидимому, составляет переход от нижней перми к верхней, тогда как мощные накопления довольно пестро окрашенных сланцев озерного происхождения должны быть отнесены условно к верхнепермским породам.

На северном склоне Пай-хоя, по Косому, артинские слои сложены доломитами, песчаниками и туфогенными породами с *Productus timanicus*. На Новой Земле нижняя пермь имеет огромное распространение, особенно на южном острове, причем она крайне интенсивно дислоцирована; состоит она, как и на Пай-хое, из бесконечно переслаивающихся глинистых сланцев, песчаников и отчасти мелководных известняков, содержащих очень редко встречающуюся фауну, к тому же представленную плеченогими *Productus timanicus*, *Pr. cora*, *Spirifer fasciger* и др., не дающими возможности точно установить возраст; кое-где встречаются аммониты (*Medlicottia orbignyana*), позволяющие видеть в этих породах артинские образования. В отличие от Пай-хоя верхняя пермь на Новой Земле, повидимому, отсутствует.

4. Мезозой

На Новой Земле найдено было большое количество валунов с многочисленными аммонитами бата и келловея (*Macrocephalites Izhmae*), оксфорда и верхневолжского яруса, *Craspedites*, а также ауцелл, имеющих главным образом валанжинский облик (*Aucella crassicollis*, *A. terebratuloides*). Эти валуны не имеют характера ледниковых, а происходят, скорее всего, по данным Бодылевского и Ермолаева, из разрушенного покрова мезозойских пород, состоявшего из рыхлых, легко разрушавшихся в арктических условиях пород.

Иначе дело обстоит на архипелаге Земли Франца-Иосифа, где на мысе Флора (о. Нордбрук) юрские отложения были обнаружены Нансеном и изучены Помпецким (Pompeckj).

Юра залегает горизонтально и сложена внизу глинами с *Pseudomonotis Jacksoni*, возможно, б а й о с с к о г о возраста. Выше их видны глины б а т а и к е л л о в е я мощностью в 70 *м* с *Macrocephalites Izhmae*, *Cadoceras Elatmae*, *C. Nanseni* и др. Морские слои кроются отложениями с остатками верхнеюрской или нижнемеловой флоры (*Ginkgo polaris*, *Cladophlebis*) и др. Все это венчается покровом базальтов, среди которых встречаются прослои с той же флорой. Базальты имеют очень широкое распространение во всем архипелаге; им обязан общий платообразный характер островов.

5. Кайнозой

Третичные породы в описываемом районе неизвестны. **Четвертичные** бореальные отложения развиты по берегам Новой Земли, Пай-хоя и Земли Франца-Иосифа; кроме того, широко распространены ледниковые образования. В настоящее время северный остров Новой Земли покрыт континентальным ледником типа гренландского, лежащим на очень пересеченной поверхности суши. Земля Франца-Иосифа почти целиком покрыта льдом.

6. История развития

Всю историю развития Новоземельской складчатой дуги можно разделить на три этапа — древнепалеозойский, девонско-пермский и мезо-кайнозойский. В первом этапе характерно обширное распространение моря, покрывавшего геосинклиналь, которая имела, с одной стороны, связь с Уральской, а с другой,— значительно более тесную с Каледонской. В кембрии мы видим здесь обширный, но, повидимому, весьма мелководный бассейн, примыкавший на востоке к какой-то горной стране, что явствует из существования на Пай-хое значительных толщ конгломератов из метаморфических пород. Фауна указывает на тесную связь с морем Норвегии и Шотландии. В верхнем кембрии намечается очень значительное эпейрогеническое поднятие, вызвавшее размыв кембрийских осадков. Трансгрессия появляется вновь в самом конце кембрия, причем море приносит фауну, с одной стороны, англо-норвежскую, с другой стороны, северо-американскую. Повидимому, в нижнем силуре Новая Земля сделалась краевой частью геосинклинали, проходившей от Норвегии через полярные области к Аляске. Связь с Урало-Тянь-шаньской геосинклиналью была слабее, причем в районе Пай-хоя и Вайгача имели место некоторые колебания морского дна в условиях небольших глубин, а на севере — мощные его прогибания и накопление частью обломочных, частью органогенных осадков. Это время отличалось очень интенсивной вулканической деятельностью.

Таконский орогенез создал, по мнению Ермолаева, значительную горную страну в районе Карского моря, что отразилось в нашей области появлением мощных толщ крупнообломочных пород, сильным обмелением севера и сопровождалось, наоборот, погружением на юге. Геосинклинальная область Новой Земли и готланде была тесно связана с норвежской и шотландской; этим и объясняется идентичность фауны и сходство стратиграфического развития Новой Земли и северо-западной Европы.

Каледонская складчатость конца силура создала горную систему на месте Баренцова моря, Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, ликвидировав геосинклинальный режим к западу от Новой Земли; на последнюю складчатость почти не распространилась, но отзвуком ее здесь явились главным образом обширные эпейрогенические поднятия, вызвавшие регрессию моря. Только на Пай-хое, где уральские влияния были очень сильными, морской режим местами не прерывался, подобно тому как на Урале, где в большинстве случаев девон лежит согласно на силуре.

Этим заканчивается первый этап развития Новоземельской системы, шедший в плане развития каледонского северо-запада Европы, и начинается переход к следующему этапу, когда Новая Земля, Вайгач и Пай-хой вступили в состав Урало-Тянь-шаньской геосинклинали и стали испытывать судьбу, сходную с той, которая была отмечена нами для Урала.

В девоне морской режим сохраняется на юго-западном склоне Пай-хоя, тогда как все остальное пространство превращается в пустынную сушу, усаженную многочисленными вулканами. Происходят усиленное разрушение соседних горных цепей и накопление красноцветных обломочных пород. Трансгрессия возобновляется

в среднем девоне и, двигаясь от северного конца Урала, постепенно заливает опускающуюся и разламывающуюся сушу, достигая северного острова Новой Земли к середине верхнего девона, когда вся система островов, вероятно, согместно с областью Карского моря, погружается под уровень обширного морского бассейна. Направление хода трансгрессии отмечается также и характером фауны, которая имеет очень много общих черт с уральской.

В начале карбона происходит значительное осушение севера Новой Земли и сильное обмеление моря на юге — явление, весьма свойственное Уралу. С начала визе возобновляется трансгрессия, широко распространяющаяся по всему северу. С начала среднего карбона намечается волна значительных эпейрогенических движений, захватывающих всю область от р. Уссы на юге до Маточкина Шара на севере, что вызывает регрессию моря и превращение всей этой области в сушу; это явление, очевидно, является отзвуком орогенических движений судетской и астурийской фаз, имевших место на востоке Урала, а также в области Карского моря и Обской губы. Море оттесняется этими поднятиями к северу; нужно думать, что оно существовало также и к западу от Новой Земли, направляясь на юг в сторону Тимана. В конце карбона происходят складчатые движения небольшой силы в качестве подготовки орогенеза.

С начала перми вся новоземельская зона снова испытывает значительное опускание, заливается морем и постепенно заполняется продуктами разрушения хребта, поднимавшегося на месте современного Карского моря, где мы должны искать продолжение сложной тектонической зоны Урала. Таким образом, создается своеобразная предгорная геосинклиналь, в которой накопляются породы типа флиша. В начале верхней перми в области Пай-хоя море отступает к западу, замещаясь болотистыми пространствами, в которых идет углеобразование.

Орогенез происходит в конце перми, когда вся масса флиша сминается в сложные, перепутанные складки, причем имеет место надвигание на сравнительно просто дислоцированные слои более древнего палеозоя. Повидимому, очень значительную роль здесь играет дисгармоничная складчатость.

Мезозойская история Новой Земли крайне темна: триасовое море мы должны предполагать лишь на Шпицбергене и в области Северного полюса. Юрское море, повидимому, захватывало западное побережье Новой Земли, где происходило соединение русского юрского моря с арктическим; отложения последнего известны с Земли Франца-Иосифа и Земли короля Карла. Несомненно, что это море обходило Новую Землю с востока и шло на соединение с юрским морем бассейна Оби. В конце юры и в нижнем мелу произошли весьма крупные излияния арктических базальтов, ознаменовавшие собою какие-то очень мощные разломы. Нижнемеловое (неокомское) море имело примерно ту же конфигурацию, что и юрское. С середины мела весь север поднимается из-под уровня вод, и Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, Северная Земля входят в состав крайне разросшейся к северу Евразии, материк которой достигал центральных арктических областей в течение всего верхнего мела, палеогена, неогена и половины четвертичного периода, когда последовала бореальная трансгрессия, и далеко проникла к югу.

С этой поры рассматриваемая область приобретает островное положение, причем многие опускания имеют характер сбросовых — мы имеем в виду раздробление Земли Франца-Иосифа и опускание Карского моря, береговые разломы которого хорошо выявляются по северному склону Пай-хоя.

7. Полезные ископаемые Пай-хоя, Вайгача и Новой Земли

Сложно построенная Новоземельская складчатая дуга заключает как рудные, так и нерудные полезные ископаемые, связанные с различными проявлениями тектонической и вулканической жизни этой зоны.

Нефть, приуроченная к верхнесилурийским известнякам, найдена на севере Новой Земли у залива Иностранцева. На юге Новой Земли твердые битумы в виде асфальтитов относятся к верхнему девону.

Уголь принадлежит к угленосной пермской свите юго-западного склона Пай-хоя, где он относится к северной окраине Печорского угленосного бассейна.

Следует отметить мало еще изученные месторождения асбеста, связанные с выходами ультраосновных пород.

Флюорит (плавиковый шпат) имеет исключительно важное значение для промышленности; крайне ценное его месторождение расположено у Амдермы (Югорский Шар); здесь он встречается в трещинах, секущих нижний палеозой.

Из металлических руд следует упомянуть о месторождениях меди, свинца и цинка, приуроченных к жилам, секущим силур. Металлогенез связан, повидимому, с усиленной вулканической деятельностью девона.

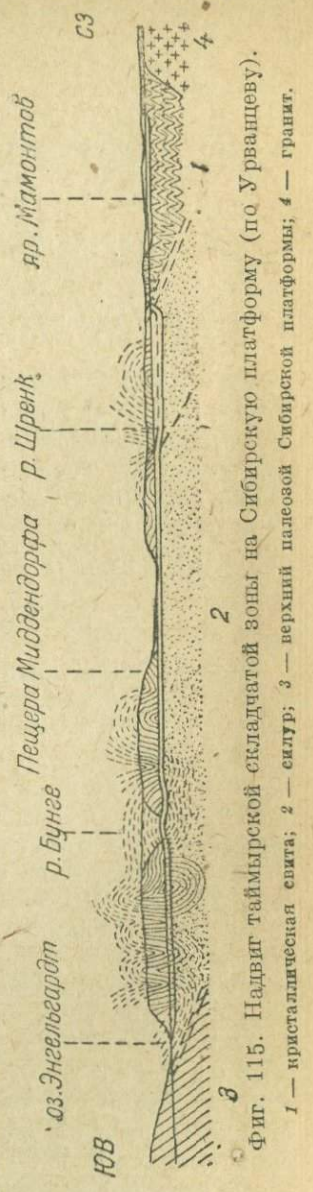
VIII. ТАЙМЫР И СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

1. Тектоника

К Урало-Тянь-шаньскому сооружению следует относить также сложно построенную складчатую зону плато Бырранга на Таймырском полуострове, начинающуюся вблизи о. Диксон и протягивающуюся отсюда в северо-западном направлении к оз. Энгельгарт; от этого пункта она постепенно уклоняется к северу, так что ее ось проходит через самую северную оконечность азиатского материка — м. Челюскин. Продолжение ее мы видим на островах Северной Земли, отделенных от материка проливом Вилькицкого. По сведениям, сообщенным Урванцевым, эта складчатая зона захватывает острова Большевик, Октябрьской революции и Комсомолец, оканчиваясь у м. Молотова. Дальнейшее ее продолжение погружено под уровень океана, а потому оно остается неизвестным. Тектоника этой складчатой зоны известна нам только в самых общих своих чертах. По последним данным, указанным Урванцевым, таймырские складки на востоке раздваиваются: одна ветвь, главная, как уже выше было сказано, направляется через м. Челюскин на Северную Землю, а другая уклоняется к востоку и юго-востоку, проходя к северу от дельты Лены или же в районе хр. Прончищева. Эта ветвь, повидимому, намечает соединение Таймырской зоны со складками Верхоянского

сооружения. В районе бифуркации развиты громадные гранитные интрузивные массивы.

На материке таймырские складки соприкасаются с Сибирской платформой, которая легко узнается по широкому распространению слабо дислоцированных угленосных пород тунгусской свиты (верхний палеозой), перекрытой сибирскими траппами. Эту свиту мы видим на о. Диксон и у берегов оз. Дьямо; по сведениям Урванцева, платформа продолжается и севернее, так как тунгусская свита проглядывает в окнах из-под надвинутого на нее нижнего палеозоя. Таймырская складчатая зона на материке представляет собою полосу надвинутого на тунгусскую свиту нижнего палеозоя. Надвиг имеет грандиозные размеры, так как ширина его по существующим окнам, в которых выступает автохтон, согласно Урванцеву, достигает 60 *км*. Толща нижнего палеозоя сильно метаморфизована и крайне интенсивно дислоцирована с очень значительным кливажем; у плоскости надвига встречены развальцованные породы и тектонические брекчии. На полосу нижнего палеозоя в свою очередь надвинута свита кристаллических сланцев, очень сильно смятых и интрудированных гранитами. Надвиги имеют характер весьма сложно построенных чешуйчатых структур. Поверх сильно складчатого палеозоя местами несогласно залегают слабо смятые тунгусские отложения (фиг. 115).

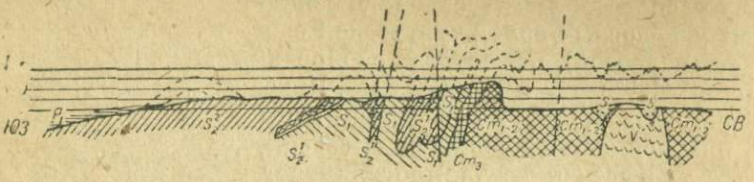


Фиг. 115. Надвиг таймырской складчатой зоны на Сибирскую платформу (по Урванцеву).
1 — кристаллическая свита; *2* — силур; *3* — верхний палеозой Сибирской платформы; *4* — гранит.

На Северной Земле, вдоль ее восточного берега, мы имеем чрезвычайно интенсивное смятие нижнего палеозоя, на который надвинуты полого сложенные в складки верхнесилурийские породы; на последних залегает трансгрессивно тунгусская свита. На восточном берегу островов развиты интрузии габбро и ультраосновных пород, сменившиеся внедрениями гранитов (фиг. 116).

Мы, очевидно, имеем здесь дело с краем какой-то очень значительной орогенической зоны, западные части которой погружены под уровень океана и для нас остаются неизвестными. Обращает на себя внимание факт несогласного налегания тунгусской свиты на нижний палеозой, что́ заставляет предполагать каледонскую складчатость. С другой стороны, надвигание нижнего палеозоя на тунгусскую свиту платформы говорит о поздних фазах герцинского орогенеза. К этому же времени приурочены главнейшие гранитные интрузии. В настоящее время стало известно, что мезозой, примы-

кающий к Таймырской складчатой зоне, а также мезозой островов Карского моря, очень интенсивно дислоцирован, а главные надвиговые структуры образовались после палеозоя. Возможно, что тихоокеанские движения проявили себя в этой области весьма интен-



Фиг. 116. Схематический разрез о. Октябрьской революции от бухты Сталина до м. Берга (по Урванцеву).

P_1 — тунгусская свита (верхний палеозой); S_2^3 — пестроцветная и переходная свиты верхнего силура; S'_2 — известняки верхнего силура; S_1 — нижний силур; Cm_3 — верхний кембрий; Cm_{1-2} — средний и нижний кембрий; S — габбро-диабаз; γ — гранит.

сивно. Берега Северной Земли очерчены сбросами, пролив Шокальского, отделяющий о. Октябрьской революции от о. Большевик, представляет собою, по данным Урванцева, грабен. В настоящее время восточный берег Северной Земли поднимается, тогда как северный берег Таймырского полуострова и архипелаг Норденшельда опускаются со скоростью 8 *м* в столетие.

2. Стратиграфия и история развития

Древнейшими отложениями рассматриваемого своеобразного района являются **протерозойские**, существование которых доказано только у м. Челюскина, тогда как метаморфические породы, слагающие собою всю северную часть Таймырского полуострова и надвинутые к югу на нижний палеозой, могут заключать, помимо протерозоя, также и кембрий. Они состоят из хлоритовых сланцев, местами переходящих в гнейсы и прорванных гранитами. Мощность указанных пород, по словам Урванцева, измеряется многими километрами. На Северной Земле развиты также зеленые хлоритовые и тальковые сланцы с прослоями кварцитов, мощностью свыше 1000 *м*. **Кембрий** принимает участие в сложении свиты черных битуминозных известняков с кремнями, развитой по р. Таймыре. На Северной Земле Урванцев отличает нижний и средний кембрий в виде зеленых известняков и сланцев мощностью до 7000 *м*; к верхнему кембрию Урванцев относит свиту туффитов, зеленых глинистых сланцев, а также красные песчаники с *Obolus*. Мощность этой свиты, которая может оказаться и нижнесилурийской, доходит до 2000 *м*. **Силур** представлен на материке уже упомянутой свитой известняков, в которых встречаются кораллы *Halysites* и *Favosites*. На Северной Земле в нижнем силуре развиты зеленые и красные мергеля, зеленые известняки с трилобитами и ортоцератитами. В верхнем силуре Урванцев наблюдал серые битуминозные известняки со строматопорами, кораллами и табулятами. Общая мощность силура достигает на Северной Земле 4000 *м*. **Девон** на Северной Земле выражен зелеными и серыми мергелями с гипсом, кроющимися пестроцветными мергелями, доломитами и

гипсами, а также красными песчаниками; все они вместе достигают мощности в 1200 *м*.

Кроме того, битуминозные известняки девона (500 *м* мощности) найдены на р. Н. Таймыре, где они входят в состав надвинутого палеозоя Таймырской складчатости. Наконец, **верхний палеозой** представлен тунгусской свитой, состоящей из серых песчаников, мощностью в 150 *м*, с *Noeggerathiopsis*; свита прорезана жилами и пластовыми интрузиями диабаза; о ней мы будем говорить подробнее, когда коснемся стратиграфии Сибирской платформы. Следует отметить, что между устьями р. Пясина и Енисея, а также на р. Н. Таймыре найдены морские отложения верхнего палеозоя (верхний карбон или нижняя пермь), переходящие кверху в угленосную свиту с остатками кордаитов. **Четвертичные** отложения состоят из ледниковых образований и осадков бореальной трансгрессии.

Если оставить в стороне протерозой, то на основании приведенных немногих данных все же можно себе представить, что в нижнем палеозое на крайнем севере Азии существовала геосинклиналь, в которой отложилось не менее 10 000 *м* различных известняков и сланцев, претерпевших значительную метаморфизацию. Появление над этой свитой гипсоносных и пестро окрашенных пород позволяет думать о крупных поднятиях эпохи каледонской складчатости, которая превратила весь район в материк; осадкообразование возобновилось на нем в девоне и в верхнепалеозойское время, причем те своеобразные условия, которые характеризовали собою в это время Сибирскую платформу, проявились и на каледонском фундаменте. Конец палеозоя ознаменовался мощным орогенезом, создались крупнейшие надвиги и разломы, соединенные с интрузиями основных и кислых пород. Движение было направлено на восток и юг — в сторону твердого упора Сибирской платформы.

В мезозое север Азии представлял собою сушу, охваченную морем; к этому времени, повидимому, относится тектоническое преобразование складчатых структур Таймыра и Северной Земли, а в четвертичном периоде азиатский север сделался областью громадного оледенения, центр которого помещался на архипелаге Норденшельда. С этой эпохой было связано разламывание севера Азии и возникновение грабенов, занятых теперь проливами. В настоящее время указанный архипелаг представляет группу скал, еле поднимающихся над уровнем океана, что заставляет предполагать весьма значительное погружение всего севера, вызвавшее обширную бореальную трансгрессию и продолжающееся местами еще и поныне, тогда как соседние места испытывают значительное поднятие.

IX. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УРАЛО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО СООРУЖЕНИЯ

1. Связь тектонических элементов между собою

Огромное Урало-Тянь-шаньское сооружение пересекает СССР от крайнего севера до горячих пустынь Центральной Азии. С запада оно примыкает к Русской платформе, на востоке — к Сибирской. На юго-западе оно соприкасается с более молодыми тектоническими элементами, входящими в состав Альпийской складчатой зоны, и,

таким образом, не имеет докембрийского упора; это последнее обстоятельство наложило на Урало-Тянь-шаньское сооружение очень сильный отпечаток, о чем мы будем говорить несколько позднее. От северной части сооружения доныне уцелели отдельные обрывки в виде островных дуг Северной и Новой Земли. Крайними его точками являются, вероятно, вновь открытые острова Визе, Ушакова и Известий, расположенные на обширном подводном цоколе, за которым, как показала экспедиция «Садко», идет быстрый скат к океаническим глубинам, относящимся к другому тектоническому элементу, а именно к области предполагаемого развития симатического дна Арктического бассейна. На юге складки Урало-Тянь-шаньского сооружения заворачиваются в широтном направлении, заполняют всю Центральную Азию вплоть до Тибета и переходят в складчатую Монголо-Охотскую систему, о которой мы будем говорить впоследствии. Итак, мы имеем следующую картину: начиная с Центральной Азии, складки оконтуривают с юго-запада и запада Сибирскую платформу; чем западнее, тем бо́льшую дугу они описывают при изменении своего первоначального широтного простирания (тянь-шаньского) на меридиональное (уральское). Нужно иметь в виду, что в районе Памира палеозойские складки образуют огромную бифуркацию — одна ветвь продолжается прямо на запад, составляя основание альпид, а другая, столкнувшись с юго-восточным краем Русской платформы, уклоняется на север, образуя складки Урала. Выброс огромной казахстанской дуги объясняется, вероятно, тем обстоятельством, что в этом районе не было твердого упора и складки могли свободно разворачиваться на обширной территории, обходя древние устойчивые массивы, оставшиеся от прежней, уничтоженной погружением, платформы. С этим следует связывать также и способность складок в этом районе к значительному опусканию, намечавшемуся с начала мезозоя по линии Арала и Тургайского прогиба.

Рассмотрим расположение тектонических элементов, учтя те сведения, которые были сообщены выше в региональных обзорах (табл. XXIII). Прежде всего, укажем на существование на северо-западе новоземельской зоны, которая включилась в Урало-Тянь-шаньскую геосинклиналь лишь с середины девона, так как ее нижнепалеозойское развитие совпадает с развитием Каледонской геосинклинали, т. е. с эпохой каледонских движений и появления континентальных пород в девоне.

Далее отметим урало-алайскую зону, характеризующуюся невыявленной каледонской складчатостью и мощным альпинотипным позднегерцинским орогенезом. К этой зоне на юге мы присоединяем Памир, ничем не отличавшийся от нее в палеозое и соответствовавший району расхождения палеозойских простираний перед лицом индийского упора. На севере мы имеем складки Новой Земли и Пайхоя — повидимому, передовую цепь уральской зоны, центральные части которой погружены под уровень Карского моря. К урало-алайской зоне примыкает с востока тянь-шаньская. Она отличается присутствием больших и малых древних массивов, оказывавших направляющее влияние на расположение складок. Из крупных образований этого рода отметим прежде всего Сериндию, разделяющую складки Куэнь-луня от Тянь-шаня; мы можем предпола-

гать также наличие двух больших массивов в районе Кызыл-кумов и Муюн-кумов. Между ними и Сеpиндией располагаются менее крупные глыбы — Ферганская, Нарынская и Иссык-кульская. Севернее мы имеем ряд массивов, определивших направление каледонских складок в Казахстане, которые выявлены Кассиным. Отметим наибольшие: Улу-тауский, Прибалхашский и Кокчетавский. Возможно, что и севернее существуют неизвестные нам массивы в центральной части Западно-Сибирской равнины. Тянь-шаньская зона отличается, помимо этого, резко проявившимся каледонским орогенезом, имевшим альпинотипный характер, и более слабыми герцинскими движениями, местами приближавшимися к ясно выраженному германотипу и во всяком случае носившими черты постороgенных образований. Третья зона — алтайская — представляет собою, как мы уже видели, сибиретипную тектонику, предполагаемую ввиду наличия разломанного и подвижного, но жесткого основания, отдельные элементы которого имели дифеpенциальные движения; этой зоне свойственны также наиболее мощные проявления складкообразования каледонской эпохи, которое было здесь развито весьма многообразно. Кроме того, следует отметить особые формы складчатости, связанные с устанавливаемым тут томскими геологами существованием жесткого основания и своеобразных грабен-геосинклиналей. Между нею и казахстанскими складками мы вправе ожидать наличия погруженного массива. Зона сибиретипной складчатости, вероятно, простирается и далее к северу, но об этом у нас данных нет. Таким образом, получается довольно значительная закономерность в распределении тектонических элементов: на востоке, примыкая к Сибирской платформе, располагается зона, которая, по мнению Коровина, представляет собою переход от платформы к геосинклинали; именно в ней мы наблюдаем одновременное присутствие признаков прямо противоположного характера — геосинклинали и платформы. В этой области кристаллический фундамент уже не монолитен, а раздроблен на плиты, еще, однако, не разошедшиеся друг от друга. В тянь-шаньской зоне это последнее уже совершилось — массивы отделены значительными геосинклинальными прогибами; наконец, в урало-алайской зоне массивы отсутствуют. Таким образом, здесь в пространстве мы наблюдаем ту закономерность развития геосинклинальной зоны, которую мы вправе ожидать во времени в виде последовательных фаз ее образования — от монолитной платформы к утерявшему свое единство основанию, за чем следует проявление процессов растяжения и расхождения массивов друг от друга и, наконец, их полное уничтожение путем расплава во время наиболее энергичного прогибания земной коры.

Трудно говорить о соотношении таймырской зоны с другими элементами Урало-Тянь-шаньского сооружения; по своей альпинотипной тектонике она связана, вероятно, с тянь-шаньской зоной, так как от уральской зоны ее отличает наличие резко выраженной каледонской складчатости.

2. Нижний палеозой и каледонский орогенез

Время закладки Урало-Тянь-шаньской геосинклинали с достоверностью нам неизвестно. В целом ряде пунктов кембрий ложится несогласно на складчатый протерозой. В других районах были

сделаны наблюдения, что кембрий сливается с протерозоем в одну нераздельную свиту достаточно метаморфизованных пород. Такие явления отмечаются Нехорошевым для Алтая и Наливкиным для Средней Азии. Если это действительно верно, то следует думать, что на месте палеозойской геосинклинали в протерозое существовали большие пространства платформенной структуры, разделенные сравнительно неширокими геосинклинальными прогибами, в которых шло непрерывное отложение мощных толщ осадков. Платформенные участки, от которых сохранились вкрапленные среди позднейших складок отдельные массивы, представляли собою следы консолидации, обусловленной несколькими протерозойскими складкообразованиями. Разобраться в истории этих древних времен еще невозможно, тем более что протерозой выходит на очень ограниченных территориях.

Таким образом, мы можем лишь установить, что к концу протерозоя произошли разрывы фундамента и явления растяжения, которые были особенно мощны в урало-алайской зоне. Уже с начала кембрия геосинклинальный режим водворился на всей площади Урало-Тянь-шаньского сооружения, будучи только несколько ослабленным и очень пестрым в алтайской его зоне. Вся эта обширная территория занимается морским бассейном, берега которого находились за ее пределами, так как, например, Сибирская платформа была погружена под уровень моря почти целиком.

Несомненно, что среди этого огромного бассейна существовали группы островов на месте древних протерозойских массивов. Некоторые области в алтайской зоне отличались признаками платформенного осадкообразования. Распределение фаций в кембрии в сущности не выяснено, так как и самые отложения этого возраста стали нам известны только в последнее время и к тому же в отдельных пунктах. Наиболее распространенными породами являются битуминозные темные известняки с кремнями, глинистые сланцы и мраморизованные известняки с археоциатами; последние встречаются в рассматриваемой области в изобилии и согласно указывают на среднекембрийский возраст вмещающих их пород. Отметим, что на Таймыре и Северной Земле археоциаты не найдены, что стоит, очевидно, в связи с более низкой температурой вод в этих высокоширотных районах. В районе Саяна обращают на себя внимание исключительно мощные подводные излияния лав, говорящие о геосинклинальных прогибаниях значительной интенсивности. В настоящее время имеются сведения, что в течение кембрия в Кузнецко-Алтайской горной стране происходили значительные орогенические движения; это выявляется из фактов перерывов и несогласного залегания внутри крайне мощного и разнообразно построенного кембрия. Следы крупного орогенеза в течение кембрия указываются также и для западной окраины Южного Урала.

Что касается верхнего кембрия, то его существование в общем находится под сомнением, и только в немногих местах имеются указания на его присутствие (Кузнецко-Алтайская область, Северная Земля). Это обстоятельство стоит в связи с проявлением на границе кембрия и силура первых движений каледонского орогенеза (салаирская фаза). Вначале предполагалось, что они происходили только в Кузнецко-Алтайской области; в настоящее время мы можем гово-

рить о них и в отношении Казахстана, Памиро-Алая, Тянь-шаня и, вероятно, Урала, а также и Новой Земли. Нигде эти движения не имеют значения главной фазы; наиболее интенсивны они в Кузнецко-Алтайской области. Интрузивная деятельность салаирской фазы была незначительна, зато эффузии были очень распространены и на Алтае, и в Казахстане, и на Урале.

Салаирские движения не создали устойчивых областей суши, их результатом явилось образование архипелагов островов среди того же необозримого водного бассейна. Геосинклиналь продолжала свое углубление — особенно интенсивно шел этот процесс в урало-алайской зоне; усиленно прогибались геосинклинальные полосы между массивами в тянь-шаньской зоне, опускались также некоторые участки в алтайской (Алтай, Салаир, Саян). Вся ордовичская эпоха была временем интенсивно выраженного геосинклинального режима во всей Урало-Тянь-шаньской области. Характеристика фаций в ней была весьма разнообразна; отметим присутствие на обширном пространстве песчаников и глинистых сланцев и различных, главным образом темных, известняков. Большое распространение имели подводные вулканические излияния, особенно мощные на Новой Земле, Урале, в Казахстане и в Кузнецко-Алтайском районе; слабее они были выражены в Тянь-шане.

На рубеже нижнего и верхнего силура произошли очень крупные движения таконской фазы каледонского орогенеза; они были значительно интенсивнее салаирских и сопровождались мощными интрузиями. Распространение и характер их не везде были одинаковы. В урало-алайской зоне мы не можем установить сколько-нибудь точно существование таконской складчатости; лишь в последнее время на Урале выясняются некоторые факты, говорящие о таконских движениях; распространение их было, повидимому, незначительным и ограничивалось отдельными участками Южного Урала; эта эпоха отличалась здесь крайне напряженным вулканизмом. Наоборот, в Казахстане таконский орогенез был весьма распространен и был очень интенсивным, сопровождаясь интрузиями и мощной вулканической деятельностью. Еще резче был он выражен на Тянь-шане, где эти движения имели характер главной фазы, создавшей сложнейшую структуру Тянь-шаньской системы. Очень мощными были таконские движения и в Кузнецко-Алтайском районе, где также имели место крупнейшие интрузии, но где они не представляли собой главной фазы. Отзвуком таконского орогенеза служит появление значительных эпейрогенических поднятий на Новой Земле; вообще следует сказать, что в новоземельской зоне в течение палеозоя происходили не раз очень крупные поднятия, не имевшие орогенического характера, но отвечавшие весьма значительным складчатым фазам как запада, так и востока; это ставит новоземельскую зону в своеобразное промежуточное положение. Таким образом таконская складчатость захватила почти всю Урало-Тянь-шаньскую геосинклиналь, не затронув, однако, сколько-нибудь существенно урало-алайской зоны, в которой в это время продолжалось прогибание геосинклинали. В СССР нет таких районов, где бы осадкообразование происходило непрерывно до конца силура, как это было, например, в Норвегии, где всюду середина силура ознаменовывается крупнейшим пароксизмом складчатости. Это касается,

естественно, только тех районов, в которых имел место каледонский орогенез, в урало-алайской же зоне накопление осадков не прерывалось вплоть до середины карбона.

Таконская складчатость создала платформенную структуру только там, где она имела характер главной фазы, т. е. в Тянь-шане; в остальных же районах она способствовала только некоторой консолидации земной коры. В палеогеографическом отношении она имела в этих последних районах также не очень большое значение, так как обширных масс суши при этом не возникло, дело ограничилось появлением крайне многочисленных групп больших и малых островов, представлявших собой выступавшие над водой вершины таконских гор.

Готландская эпоха в урало-алайской зоне отличалась продолжавшимся прогибанием геосинклинали и накоплением мощных толщ осадков, преимущественно разнообразных коралловых известняков, чрезвычайно богатых всевозможной фауной. Местами, как, например, на Южном Урале, в Алае, шло образование граптолитовых сланцев — очевидно, либо в условиях галистаз, т. е. тех районов моря, где отсутствовали движения морской воды, либо в огражденных заливах и бухтах, в которых происходило спокойное отложение глинистых осадков совместно с планктонными формами. Очень значительны были подводные эффузии, дававшие начало мощным массам вулканических пород. В тянь-шаньской зоне мы имеем в готландскую эпоху две подзоны; одна из них — южная — соответствует району развития таконского орогенеза, носившего характер главной фазы (Тянь-шань). Этот район в середине силура утратил свойства геосинклинали, которая в результате интенсивных таконских движений превратилась в платформу. Созданные здесь складки спаялись с древними массивами, в особенности с Прибалхашским и Муюн-кумским, и образовали довольно значительную платформу, имевшую характер высокой горной страны. К этому району приурочена готландская регрессия; в более южных частях складки погрузились под уровень моря в связи с продолжавшимся опусканием соседней алайской зоны. В районе регрессии происходило разрушение горных хребтов, в связи с чем верхний силур либо отсутствует, либо представлен красноцветными континентальными отложениями. Морской верхний силур в виде очень разнообразных фаций располагается южнее — в южных дугах Тянь-шаня и на Памиро-Алае. Севернее—в Казахстане—мы видим морской бассейн, в котором отлагались обломочные породы и коралловые известняки. Эти образования появились за счет размывания многочисленных островов, вокруг которых кораллы воздвигали свои постройки. В более южных и восточных частях Казахстана огромную роль играли подводные излияния, накопившие мощные массы лавовых покровов. Характер готландских фаций был существенно иной — с одной стороны, прогибание земной коры стало менее интенсивным, с другой же—наличие островов оказало очень сильное влияние на ход осадкообразования. Примерно в том же роде выражен верхний силур и в Кузнецко-Алтайском районе, причем он характеризуется карбонатными фациями, преимущественно коралловыми на Алтае и обломочными на Салаире. На крайнем севере карбонатные фации в силуре развиты на Таймыре и Северной Земле. Таким образом, конец нижнего па-

леозоя отличается широким распространением моря по всей Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, причем это море было усеяно большими и малыми островами. Большую массу суши следует предполагать в бассейне рр. Чу и Или, а также в районе Карского моря. Очень типично весьма широкое распространение коралловых построек; оно объясняется тем, что они обычно приурочены к тем участкам моря, которые испытывают медленное погружение, благодаря чему кораллы отмирают, а на прежнем рифе возводится новая постройка. При неподвижном же положении дна моря рифу некуда расти. Вот почему этот биоценоз связан с геосинклинальными районами, где опускание дна происходит постоянно. В современной географической действительности мы видим приуроченность коралловых построек к известным зонам, которые и по другим признакам мы определяем как современные геосинклинали.

Конец силура ознаменовывается на громадном пространстве Урало-Тянь-шаньской геосинклинали мощным орогенезом (эрийская фаза), который имел характер главной фазы для Кузнецко-Алтайского района и Казахстана. Тянь-шань, зажатый между крупными глыбами и обширными устойчивыми массивами, консолидировался в среднем силуре во время таконской фазы, и на него эрийское складкообразование не распространилось. Наконец, никак не отразилось оно и на жизни урало-алайской зоны, если не считать резко усилившихся в то время вулканических проявлений. В новоземельской зоне эрийская складчатость Каледонской геосинклинали обнаружилась в виде общего поднятия зоны и очень крупной регрессии моря. В Казахстане и в Кузнецко-Алтайском районе, особенно в первом, складкообразование сопровождалось чрезвычайно интенсивным вулканизмом наземного типа: были нагромождены огромные массы лав, туфов и туфобрекчий. Очень значительной была также и работа недр — огромные гранитные интрузии вторглись в это время в земную кору, сильно способствовав ее консолидации на огромном протяжении. Каледонский, в частности эрийский, орогенез вызвал крупнейшие изменения почти во всей Урало-тянь-шаньской геосинклинали: за исключением урало-алайской и новоземельской зон, она теряет свойства подвижных участков земной коры и переходит на положение платформы, что, естественно, сразу изменяет и геоморфологию страны и характер литогенеза — развитие принимает иное направление. Только в урало-алайской зоне продолжается непрерывное накопление осадков — явление, захватывающее также и южную часть стабилизировавшихся таконских складок (южные дуги Тянь-шаня), где силурийское осадкообразование переходит без какого-либо перерыва в девонское. Почти на всей площади, занятой каледонскими складками, после эрийской фазы движения замирают, и только в Горной Шории, в Салаире и других соседних местах до середины девона продолжается складкообразование, отличающееся уже меньшей интенсивностью и большим количеством разломов; движения все же сопровождались интрузиями. Вполне возможно, что эти явления связаны с особенностями структуры этого района.

В заключение следует напомнить, что в Кузнецко-Алтайском районе складкообразование, соединенное с разломами и интрузиями, происходило до середины девона; в других местах разрешение

тектонических напряжений проявлялось в виде мощных вулканических извержений.

3. Палеогеография и тектонические движения второй половины палеозоя

Каледонский орогенез не только создал обширную платформу, но имел огромное влияние на ход литогенеза и палеогеографические особенности последующего времени.

Начало девона характеризуется чрезвычайно значительным отступанием моря; оно сохраняется только в уральской зоне. На всем остальном пространстве рассматриваемой области нижний девон, в особенности жединский ярус, представлен континентальными красноцветными породами и лавовыми покровами. Литогенез на только что образовавшейся платформе был очень типичен для этого этапа развития земной коры: он отражал на себе одновременно и юный характер структуры, и старческий облик геоморфологии страны (табл. XXIV). Действительно, платформа покрывалась мощными массами обломочного материала, говорящего об очень далеко зашедшем разрушении горных хребтов, которые переходили через стадию полого-волнистого рельефа к пенеплену. С другой стороны, интенсивные вулканические извержения свидетельствовали о том, что та активность земной коры, которая соответствовала эпохе сильнейшего орогенеза, еще продолжалась и выражалась в интенсивном эруптивизме.

Консолидация молодой платформы была, повидимому, не особенно значительной, так как последняя, начиная с середины нижнего девона, стала испытывать погружение под уровень моря, отвечая на крупные прогибания земной коры в Уральской геосинклинали. В этой последней шло отложение герцинских известняков, т. е. существовала фация открытого моря с батиальным характером осаждения. Наличие мощных лавовых покровов на Урале, образование яшм, происхождение которых связывается в настоящее время с напряженной вулканической деятельностью на морском дне, убеждают нас в интенсивном характере прогибания геосинклинальной зоны; оно было соединено, очевидно, со значительными разрывами, способствовавшими излиянию основных лав. Загадочно появление герцинской фации жединского яруса в Салаире; мы должны были бы объяснять этот факт существованием прогибов в самом начале девона где-либо к северу от Салаира. Отсутствие данных не позволяет нам интерпретировать этот факт с палеогеографической и тектонической точек зрения.

Мы уже говорили, что в урало-алайской зоне морской режим держался очень устойчивым образом в течение всего силура и девона, на каледонской же платформе трансгрессия имеет различный возраст. Наиболее раннее появление моря приходится на кобленцский век; распространение моря в это время сравнительно невелико. По характеру расположения кобленцских, а также и среднедевонских отложений можно принять, что опускание платформы под уровень моря началось с севера и затем постепенно стало распространяться на юг. Море, однако, наступало не равномерно, а заливало сначала понижения в рельефе, между которыми оставались незатоп-

ленными гребни возвышенностей, уцелевшие от денудации нижнедевонской эпохи. Наиболее устойчивыми частями платформы являлась Муюн-кумская глыба и прилегающие к ней районы, не покрывавшиеся морем до верхнего девона. В этой области продолжалось континентальное накопление красноцветных пород аридного климата, переход же от них к морским отложениям Алая остается в достаточной степени неясным, тем более что последующая тектоника затушевала здесь соотношение фаций. Другой район, имевший все время тенденцию к поднятию, приходится на Горный Алтай, Горную Шорию и Кузнецкий Алатау.

Характер фаций девонского моря на каледонской платформе в достаточной степени своеобразен: мы видим здесь и прибрежные обломочные породы и неритовые известняки, среди которых играют очень большую роль коралловые рифы. Особенно последнее обстоятельство дает нам возможность несколько восстановить существовавшую тогда физико-географическую обстановку. Несомненно, что мы имеем дело с морем с довольно высокой температурой воды, как об этом говорят известняки и в особенности кораллы; это стоит в полном соответствии с красным цветом континентальных песчаных образований. Другое, что́ мы должны допустить, — это существование многочисленных островов (гребни каледонских гор), обширное распространение на них вулканов и наличие коралловых рифов; возведение их построек облегчалось постоянно прогибавшимся морским дном. Коралловые рифы были развиты не только в области опускавшейся платформы, но также и в геосинклинальном море уральской зоны. В последней мы видим отложение батиальных известняков и образование лавовых покровов, западнее же —довольно разнообразное расположение фаций уже чисто неритового характера.

Движения тельбесской фазы в Кузнецко-Алтайской области вызвали появление обломочных пород в среднем девоне; отложение карбонатов также имело место, причем нужно считать, что эйфельская трансгрессия продвинулась на юг вдоль опускавшейся Минусинской котловины. Этот район испытывал в это время весьма значительное погружение, тогда как расположенный западнее Алтай, наоборот, поднимался.

В верхнедевонскую эпоху в урало-алайской зоне происходило очень пестрое развитие фаций, что́ мы можем считать отображением весьма значительных колебаний земной коры; это было время осцилляций, подготовлявших герцинскую складчатость. Особенно замечательна фация горючих сланцев, которые мы можем проследить от Новой Земли до Мугоджар. На каледонской платформе верхнедевонская эпоха была временем очень широкого распространения моря, под уровень которого погружается тогда вся область к западу от Иртыша, так что даже и устойчивая глыба Муюн-кум опускается и покрывается водами моря. Иные условия мы видим к востоку от Иртыша — здесь на верхний девон падает весьма значительная регрессия; она отражена в Кузнецком районе появлением грубообломочных пород и значительными вулканическими извержениями; то же имеет место на Алтае, где, однако, литогенез носит скорее континентальный характер. Резче всего регрессия выражается в Минусинском районе: море исчезает отсюда совершенно, очевидно,

уходя в северном направлении, и на суше отлагаются красноцветные песчаники и озерные образования. Появление в конце девона фации «древнего красного песчаника» говорит о каких-то весьма крупных поднятиях этой области. Повидимому, здесь сыграли свою роль тельбесские движения, за которыми, очевидно, последовали глыбовые поднятия каледонских складок Алтая и Саяна. Мы здесь видим уже начало иного порядка вещей, свойственных Сибирской платформе, где морской девон отсутствует совершенно.

Вся область, занятая девонским морем, характеризуется довольно однообразной фауной, и только в южной части Тянь-шаня и в Алае мы наблюдаем появление различных фаун, связанное с тем обстоятельством, что этот район находится на скрещивании миграционных путей из очень различных бассейнов; поэтому мы видим здесь весьма тесные фаунистические связи с отдаленными странами.

Что касается девонских фаун, то морские жединские отложения всюду отмечаются появлением герцинской фауны (*Karpinskya conjugula*, *Pentamerus Sieberi*, *Rhynchonella princeps*), широко распространенной в альпийской области. Фауна среднего девона, помимо общераспространенных форм *Calceola sandalina* и *Stringocephalus Burtini*, заключает местные виды — *Pentamerus baschkiricus* и *Spirifer Chechiel*. Кроме того, нужно отметить появление в Урало-тяньшаньском среднедевонском море гамильтонской фауны Северной Америки со *Spirifer mucronatus*. Это показывает, что девонская фауна нашей области была очень тесно связана с западно-европейской фауной, при некоторой, хотя и не очень близкой, связи с северо-американской; кроме того, мы имеем ряд форм чисто местных, эндемичных, придающих ей своеобразный отпечаток. Из этих видов назовем *Pentamerus baschkiricus*, *Spirifer uralo-altaicus*, *Spirifer irbitensis* и целый ряд других.

Переход от девонских отложений к каменноугольным в громадном большинстве случаев совершается весьма постепенно, так что на рубеже обоих периодов никаких тектонических движений не отмечается. Исключением является Новая Земля, где в это время имели место обширные поднятия, а также западный склон Урала, где в нижнем карбоне также происходили поднятия, которые связаны, вероятно, с движениями Уфимской глыбы и которые привели к появлению на грани турнэ и визе озерно-болотного режима и к образованию угленосной свиты. Восточнее нижний карбон отличается довольно противоречивыми характеристиками: на восточном склоне Урала очень сильно развиты вулканогенные фации, а с другой стороны, там же имеет место и углеобразование.

Турнейский век отличался на каледонской платформе некоторым сокращением площади, занятой морем: затопленная в верхнем девоне Муюн-кумская глыба снова освобождается от морского покрытия и снова служит местом накопления континентальных пород, отлагавшихся, однако, уже в существенно иной обстановке — а именно, в условиях влажного, а не аридного климата, как то имело место в девоне. В начале визейского века нарастает трансгрессия, которая опять перекрывает бассейн Чу и широко разливается по каледонской платформе. Это было неглубокое море, усеянное многочисленными островами; размывание их вызвало накопление вокруг

них оторочек терригенных осадков. В Кузнецкой области дело обстояло несколько иначе — там, наоборот, наибольшее распространение моря приходится на турнэ, в визейском же веке начинаются поднятия, и море уходит на север. В Минусинскую котловину море после верхнедевонской трансгрессии не распространяется вовсе, и там отлагаются исключительно континентальные породы. Нужно отметить, что палеогеография карбона в Кузнецко-Алтайской области носит своеобразные черты — море заходит лишь во впадины, тогда как Салаир, Кузнецкий Алатау, Саян и Алтай остаются свободными от морского покрытия. Очевидно, в это время эти горные области испытывали поднятие, тогда как Кузнецкая и Зайсанская впадины значительно опускались.

К началу московской эпохи море показывает следы весьма заметного обмеления в районе восточного склона Урала, оно исчезает из области Казахстана (на востоке оно уже ушло ранее) и сохраняется в Алайском районе и на Памире. Столь значительную регрессию мы ставим в связь с судетскими движениями. Тектонические проявления этой эпохи зарегистрированы на восточном склоне Урала, на Памиро-Алае и в других местах. Нигде эти движения не приобретают характера главной фазы и местами выражены лишь обширными поднятиями. Как мы только что указали, они имели весьма значительные последствия, вызвав очень широкую регрессию моря. Начиная со среднего карбона, идет непрерывное отступание моря к югу и западу в зависимости от нарастающих герцинских движений. Московские отложения мы видим лишь на Урале и на Памиро-Алае, причем их развитие обычно неполное и фаунистически недостаточно ясное; на восточном склоне Урала к этому времени относятся значительные поднятия, обусловившие резкое обмеление моря и появление лагунных образований (табл. XXV). Существование астурийской складчатости можно предполагать на восточном склоне Урала, где верхний карбон совершенно отсутствует. Верхнекаменноугольное море протягивалось лишь по западному склону Урала и захватывало весь восток Русской платформы. К югу мы находим отложения этого моря в системе Памиро-Алая, где, однако, местами верхний карбон представлен уже континентальными породами. Восточнее под уровень указанного моря погрузилась часть Джунгарского Алатау — единственное место во всей описываемой области, где наблюдается уральская трансгрессия.

Относительно нижнепермских пород и распространения моря этой эпохи очень многое остается еще неясным и неопределенным. На Урале они отлагались в вытянутой предгорной впадине, заложенной на стыке геосинклинали и Русской платформы в результате весьма значительного орогенеза, который происходил на Урале и которому придают значение главной фазы (заальская фаза) складчатости. На севере нижнепермские отложения с артинскими аммонитами перекрывают на южном острове Новой Земли более древний палеозой и встречаются не только по ее западному берегу, но и по восточному, указывая, во-первых, что Новая Земля не представляет собою продолжения главного ствола Урала, а во-вторых, что нижнепермское море распространялось в области, занятой нынешним Карским морем. Нам совершенно неясно его продолжение в этом направлении; следует лишь отметить наличие морских нижнеперм-

ских образований в районе о. Диксона. Необычайно интересен факт находки морской уральской или артинской фауны в основании угленосных свит Кузнецкого бассейна. Море могло проникнуть туда только с севера — очень возможно, что под Западно-Сибирской равниной могут скрываться вещи чрезвычайно любопытные. Тот факт, что трансгрессии девона, карбона, а возможно, и нижней перми наступали с севера и на север же уходило море в моменты поднятий на юге, заставляет думать, что к востоку от Урала существовал бассейн, то сокращавшийся, то расширявшийся.

На западе нижнепермское море захватывало восточную часть Русской платформы, где преобладало карбонатное и галогенное осадкообразование в связи с общими поднятиями, отвечавшими артинскому орогенезу на Урале. К югу это море распространялось на всю Прикаспийскую впадину, о чем свидетельствует громадная площадь, занятая штоками соли, и уходило к юго-востоку на Памир; при этом некоторые участки последнего были приподняты выше морского уровня и явились ареной интенсивной денудационной и аккумулятивной деятельности. К востоку пермское море проходило по равнине Такла-Макан и заходило, как и уральское, в Джунгарию. Его очертания очень ярко подчеркивают районы усиленного орогенеза и связанного с ним горообразования в геоморфологическом смысле этого слова.

Поднятие и обусловленное им денудационное понижение Урала, как мы уже видели, сильнейшим образом отразились на пермском литогенезе Русской платформы; далее мы видим здесь отложение галечников, солей, красноцветного обломочного материала и, наконец, крупных конгломератов нижнего триаса; последнее заставляет признавать крупные орогенические движения на Урале уже в середине нижнетриасовой эпохи. Таким образом, орогенез на Урале отразился на Русской платформе двукратной регрессией и накоплением красноцветного материала на юге и угленосного — на севере. На Памире одновременные поднятия тоже обусловили появление обломочного материала, что сопровождалось также и весьма крупными эффузиями.

Только на самом крайнем юге Памира море продолжало существовать в течение всей перми; оригинальные фации этого района — фораминиферовые известняки с индо-китайской фауной — совершенно чужды фациям более северных районов и, наоборот, очень близки фациям Тетиса, особенно его восточной, азиатской, части.

Нам приходилось уже говорить, что на Памире наиболее мощный герцинский орогенез приходится на конец нижнего триаса (тяньшаньская фаза); это выводится из факта несогласного залегания верхнетриасовых пород на более древних отложениях и стоит в полном соответствии и с появлением конгломератов фиолетовой свиты на северном Памире и в Алайской системе, и с существованием интрузий, прорезывающих пермские породы Саура и Тарбагатая, и с целым рядом других фактов, широко распространенных по всему Урало-Тянь-шаньскому сооружению, которые в настоящем обзоре нет никакой надобности повторять.

Таким образом, мы устанавливаем следующее.

Герцинские складкообразовательные движения орогенического типа происходили во всей рассматриваемой части советской террито-

рии неоднократно и не везде одновременно. Имеются случаи, когда орогенические движения той или иной фазы разрешались в соседнем районе либо слабыми явлениями смятия, либо поднятиями на обширных пространствах. Интенсивность движений зависела от мощности скопленных предварительно осадков и от подвижности соответствующей части земной коры. Последние два условия, несомненно, неразделимы, так как мощность осадков и подвижность основания представляют собою две стороны одного и того же явления.

Судетские движения наиболее резко проявили себя на востоке Казахстана и в районе Кузнецкого бассейна. В других местах — в районах жестких структур — они образовали германотипные складки, сопровождавшиеся значительными расколами. Им соответствовали на каледонской платформе широкие эпейрогенические движения, вызвавшие обширную регрессию моря. На юге — в Алае—складкообразование в эту эпоху также намечается отчетливо. Астурийские движения приурочены главным образом к восточному склону Урала. Уральская фаза складчатости проявила себя весьма энергично на Урале; ей соответствуют поднятия очень большого размаха в северной части Памиро-Алая. Наконец, тянь-шаньская фаза, которая развивалась, начиная от конца пермского периода и кончая средним триасом, имела наибольшее распространение — она сопровождалась мощными интрузиями, расколами и надвигами в урало-алайской зоне, а также глыбовыми перемещениями на каледонской платформе. К ней, возможно, относится и предполагаемый Усовым томский надвиг, а также надвиг Западного Саяна на Минусинскую котловину, хотя имеются данные и о более позднем возрасте этих образований; сюда же относятся расколы и опускание Рудного Алтая и складкообразование Памира. К ней приурочены очень мощные интрузии. Мы видим, следовательно, что в геосинклинальной зоне Урало-Алая окончание орогенеза чрезвычайно запоздало и захватило начало мезозоя. В области каледонской платформы орогенез разразился мощными надвигами в уже очень жесткой структуре — это было время расколов и очень значительных перемещений масс. В результате орогенеза совершенно исчезли всякие признаки Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, и она превратилась в огромное складчатое сооружение.

Как мы уже видели, начиная с середины карбона, море покидает каледонскую платформу, оставаясь только в урало-алайской зоне.

Герцинский орогенез, освободив каледонскую платформу от моря, коренным образом изменил характер литогенеза — из морского он стал континентальным. После ухода визейского моря в связи с судетскими поднятиями наступила эпоха денудации, которая совместно с глыбовыми поднятиями обособила котловины в Казахстане (Караганда, Экибастуз) и обширные впадины к востоку от Енисея (Кузнецкая, Минусинская). Эти депрессии и другие гораздо меньшие, разбросанные по материку, сделались местом образования озер и болот; в них шло отложение лимнических углей, главная масса которых имеет пермский возраст. В Минусинской котловине континентальное накопление продолжалось в течение всего верхнего палеозоя — связи с морем эта котловина уже не имела.

Характер пермской растительности Кузнецкого бассейна, обилие представителей гондванской флоры, существование у предста-

вителей этой флоры годовых колец и ряд других признаков заставляют некоторых геологов допускать для описываемого времени довольно суровый климат, связанный, по их мнению, с близостью ледникового покрова; эти интересные вопросы в настоящее время лишь только ставятся.

4. Палеогеография и литогенез мезозоя и палеогена

Герцинский орогенез полностью консолидировал Урало-Тянь-шаньскую геосинклиналь и превратил ее на всем пространстве в платформу, которая при этом спаялась, с одной стороны, с Русской платформой, а с другой—с Сибирской, а также с Сериндией. Это произошло в середине триаса; к этому времени относятся наибольшее приподнятие вновь созданной платформы и самое значительное распространение суши — среднетриасовые морские отложения мы находим только на юге Памира, т. е. на северной окраине Тетиса. Верхний триас в виде слоев с растениями известен также только на Памире. На всем остальном пространстве нашей области к триасу может быть отнесена одна из свит Кузнецкого бассейна. Указания на существование морского триаса в Западном Саяне не подтвердились последующими исследованиями.

К триасу вообще следует приурочивать весьма значительную денудационную работу, постепенно превратившую горную страну в пенеплен; после образования последнего стало происходить усиленное выветривание палеозойских пород и возникла элювиальная кора, обогащенная солями алюминия. Это мы можем проследить от Урала до Саяна, иначе говоря, явления выветривания в условиях жаркого климата имели региональный характер.

Юрский период отмечен процессами весьма различного порядка: киммерийские движения на границе триаса и юры выражены главным образом значительными поднятиями — например Южного Урала и Мугоджар, отдельных участков Казахстана, складчатых хребтов Кузнецко-Алтайской страны, Тянь-шаня и пр. Эти поднятия были соединены с соответствующими опусканиями различных котловин и очень крупными расколами, в результате которых явились Тургайская впадина, Иртышская и произошло некоторое погружение хребтов, связывающих Урал и Алай. В котловинах образовались обширные озера и болота, покрытые пышной растительностью. В эти озера поступал крупнообломочный материал, происшедший за счет размывания только что поднявшихся возвышенностей. В водоемах отлагалось углистое вещество в очень большом количестве, а в краевых частях их шло накопление бокситов и железных руд бобового сложения. Что же касается морских отложений юры, то дело обстояло следующим образом. С севера море проникло в бассейн Оби, что говорит о значительном прогибании северной части Урало-Тянь-шаньского сооружения. Далеко на юг этот прогиб не распространился (табл. XXVI).

На юге мы видим иную картину: погружение в юре Альпийской складчатой зоны вызывает трансгрессию моря в районе Памира и Гиссара, где, начиная с лейаса, палеозойский фундамент испытывает при этом весьма значительное прогибание, не доходя, однако, до стадии геосинклинали, которая проходит южнее. Морские обра-

зования перекрывают угленосные юрские свиты; преобладает карбонатное и зоогенное отложение, после чего происходят весьма значительные тектонические движения (памирская фаза между доггером и мальмом). В конце юры береговая линия испытывает весьма значительные колебания, отшнуровываются лагуны, в которых происходит усиленное галогенное осаждение, доходящее до появления калийных солей.

В самом конце юры мы имеем мощные орогенические движения андийской фазы, которые резче всего проявлялись на Памире, где мезозой был собран в сложные складки, соединенные с многочисленными расколами. При этом движения захватили и прилегающие части Алая и Тянь-шаня, вызвав покровную складчатость мезозоя. В результате указанных движений были подняты весьма значительные хребты, которые, размываясь, дали начало гипсоносным и соленосным красным песчаникам и конгломератам, чрезвычайно широко развитым во всей системе Тянь-шаня и Памиро-Алая; это говорит о широком распространении поднятий и среди палеозойских массивов.

Андийские движения отмечены во многих случаях и далее к северу. Отметим, например, смятие юрских отложений бассейна Оби, угленосной юры Челябинска, образование разрывов и надвигов в северном Казахстане, резкое смятие угленосной юры Кузнецкого бассейна, соединенное с излияниями мелафиров. Усов одно время считал возможным принимать для томского надвига андийский возраст («киммерийский»). Итак, как мы видим, на жесткой плите Урало-Тянь-шаньского сооружения андийские движения отразились очень сильно и произвели весьма большой тектонический эффект. Вспомним, что на Русской платформе к влиянию этой, еще очень мало изученной, складчатости относятся резкие колебания уровня моря в Подмосковном бассейне и в Восточно-Русской впадине, поднятие валов и слабая складчатость в Донецкой впадине. В альпийской зоне андийская складчатость очень полно обнаружила себя в Крыму, на Кавказе и в районе Эльбурса. Все это говорит об очень большой интенсивности тектонических проявлений конца юры. Мы будем иметь случай еще более убедиться в этом при рассмотрении восточной части нашей обширной родины.

Нижнемеловая эпоха была временем весьма значительной регрессии как на севере, так и на юге рассматриваемой области. Действительно, в бассейне Оби мы имеем только морской неоком, а на юге морские отложения нижнего мела встречаются лишь в Дарвазе и Таджикской депрессии, отчасти в южном Памире. Наоборот, наблюдается очень широкое распространение красных песчаников с каменной солью и гипсом, свидетельствующих, во-первых, о крупном поднятии всей Средней Азии в результате андийской складчатости и об ее отзвуках в теле консолидировавшихся палеозойских массивов, а во-вторых, о появлении в Средней Азии и прилегающих областях аридного климата. Последнее обстоятельство связано, вероятно, с тем, что образовавшиеся хребты отгородили более или менее выравненную страну от влажного дыхания Тетиса.

Верхнемеловая эпоха отличается весьма значительным опусканием: прогиб прошел вдоль всего Урала с его восточной стороны, от Ямала до Тургайской впадины, которая в свою очередь прогнулась

(табл. XXVII). Погружение испытала также южная часть Урала, так что под уровень моря опустились его складки, образовав усеянный островами пролив. Эти движения произошли в конце сантона, так как главное развитие имеют кампан и маастрихт. Южнее погружение началось раньше, в сеномане. Верхнемеловые отложения перекрыли урало-алайские складки и гипотетическую Кызылкумскую глыбу, распространившись, с одной стороны, на палеозойский фундамент, претерпевший опускания на стыке с древними глыбами, с другой же — на континентальный нижний мел. Море ингредировало в Ферганскую впадину и между хребтами Тянь-шаня и Памиро-Алая, причем произошло погружение вдоль р. Вахша, соединившее таджикский бассейн с областью опущенной Сериндии. Мы уже в своем месте видели, что фации верхнемелового моря были очень разнообразны — имелись и карбонатные, и терригенные, причем неоднократно образовывались лагуны; в некоторых из них отлагались гипсы; все это говорит об очень неустойчивом положении береговой линии. На западе верхнемеловой бассейн сливался с морем северной окраины Копет-дага, где фации принимали характер геосинклинальных — отлагались породы типа флиша. Как уже было сказано, фауна верхнего мела Средней Азии имеет связь с очень отдаленными провинциями Тетиса, а именно с Северной Африкой, и отличается присутствием многочисленных аммонитов. Уже в Кызыл-кумах мы видим фауну, смешанную с русской, относящейся, как известно, к бореальной провинции. На Южном Урале, по западному склону Мугоджар, в бассейне Тобола и Оби фауна характеризуется чисто северными чертами. Ее распространение очень ясно показывает распространение биоценозов и распределение течений.

Конец мела отмечается полной регрессией моря из Урало-Тянь-шаньской области: на восточном склоне Урала меловые отложения энергично размываются, южнее же образуются гипсовые лагуны. Море отходит к западу от Аму-дарьи и Арала, где и сохраняется в течение датского века. Мы не можем не видеть в этом явлении отголосков ларамийских движений.

В начале палеогена опускание возобновляется — снова погружаются полоса восточнее Урала и Тургайская впадина, а также Ферганская котловина (табл. XXVIII). В эоцене мы видим расширение трансгрессии за счет опускания всего бассейна Оби, Иртышской впадины, глыбы Муюн-кум и бассейна Чу. Литологический и фаунистический характер западно-сибирского и средне-азиатского палеогена весьма различен: в то время как в первом случае широко развиты глины, кремнистые осадки и глауконитовые пески с очень скудной фауной, во втором мы имеем глинисто-мергелистые отложения со своеобразной фауной устриц. Эоценовое море проходило также на восток между Алаем и Памиром, но к югу мы замечаем появление мелководных и прибрежных пород, указывающих на развитие на юге больших высот, поднимавшихся по северному краю Тетиса.

Олигоцен представляет на всем пространстве эпоху регрессии — отлагаются соленосные глины, лагунные образования, переходящие кверху уже в чисто красноцветные осадки. К этому же времени относятся возникновение соленых озер в почти равнинном Тянь-шане и озерно-болотный режим в бассейне верхней Оби и Енисея.

5. Отзвуки альпийского орогенеза

Из анализа палеогена можно уже видеть, что его конец сопровождался крупной регрессией — явление, подмеченное нами и при рассмотрении Русской платформы. Всякая регрессия на платформах связана с их подъемом выше морского уровня и, как мы видели, является отображением крупных движений в геосинклиналях. Конец олигоцена как раз является таким моментом, когда альпийские складки поднялись весьма энергично (савская фаза). В это время Памир совершенно освободился от морских вод; тогда начинается его особенно усиленное поднятие. Альпийские геосинклинальные движения происходили значительно южнее; между Памиром и зоной их развития располагалась полоса складок мезозойского возраста. В связи со всей этой тектонической обстановкой предгорная впадина возникла не к северу от альпийской зоны, а к югу — на теле Индийской платформы (равнина Ганга), тогда как на севере мы имеем подобное образование только в виде южной части Кара-кумов и в Таджикской депрессии. Естественно, что то явление, которое было так типично для южной окраины Русской платформы, а именно существование мощного прогибания, в котором располагались различные неогеновые бассейны, здесь отсутствовало вовсе. В то время как там альпийский орогенез отразился погружением ниже уровня моря части платформы, здесь произошли явления противоположного рода. Альпийское складкообразование разрешилось в консолидированной основе Урало-Тянь-шаньского сооружения в виде огромных расколов, прошедших в более или менее широтном направлении; мы видим их в Памиро-Алае и Тянь-шане, в южной части складчатой страны Восточного Казахстана, на Тарбагатае и Сауре, на Алтае и Саяне. Чем дальше к северу, тем они реже, тем они меньше по своему размаху. Вдоль этих образовавшихся расколов происходят вертикальные движения глыб, переходящие в надвиги, которые подминали под себя пассивно смятый мезозой.

Эти глыбовые поднятия вдоль крупнейших разрывных линий, названные Штилле яксартскими, могут быть интерпретированы двояким образом. С одной стороны, эти передвижения масс можно понимать как реакцию жесткой плиты Урало-Тянь-шаньского сооружения на сжатие, развившееся в земной коре в эпоху альпийского орогенеза, и следовательно, как отзвук последнего в малопластичной массе земной коры. Иначе можно себе представить это явление, если мы примем точку зрения Аргана, считающего подобного рода поднятия огромными глубинными складками большого радиуса, соединенными с разрывами и надвиганиями одних жестких частей земной коры на другие. Во всяком случае альпийский орогенез более южных областей отразился на примыкающих к ним частях Урало-Тянь-шаньского сооружения расколами и дифференциальными движениями заключенных между ними глыб. В более северных районах эти явления уже ощущаются слабо, и там господствуют сравнительно незначительные эпейрогенические движения (Южный Урал, Казахстан). Наконец, на севере преобладают опускания, связанные с морскими трансгрессиями.

Таковы структурные отзвуки альпийского орогенеза. Перед эпохой расколов Урало-Тянь-шаньского сооружения на всем пространстве этой структурной области существовала равнина; ее основы были заложены еще в триасе. В юре произошло омоложение рельефа в связи с андийскими движениями, за которым последовала новая пенепленизация страны. И вот, мы видим в середине неогена равнину, усеянную озерами, покрытую лиственными и смешанными лесами. Никакие горные хребты не отделяют ее от внутренних частей Азии. Отсутствие больших высот в центре материка не дает возможности сформироваться хорошо выраженной речной сети. В связи с подобными чертами рельефа и климатические особенности были, естественно, иными, чем в настоящее время: не было резко выраженного пустынного ландшафта в Центральной Азии, южные же области находились под влиянием воздушных течений и с юга, и с севера.

В конце неогена начинаются расколы и глыбовые поднятия. Древние снивелированные складчатые структуры оживают; выработанные еще в мезозое деструкционные поверхности поднимаются на различные уровни; создается псевдоальпийский высокогорный рельеф, появляются регенерированные горы, образованные на складчатой палеозойской основе глыбовым альпийским поднятием. Общая обстановка резко меняется благодаря появлению бессточных областей. Высокогорный рельеф создает благоприятные условия для мощных четвертичных оледенений. Глыбовые горы рассекаются эрозией, возникают мощные текущие на север реки. Ледяная преграда севера подпруживает их и заставляет, как это думают некоторые геологи, скапливающиеся воды временно течь в Арал. Постепенное отодвигание льдов открывает рекам путь в Карское море.

6. Общий ход развития Урало-Тянь-шаньского сооружения

Мы не можем в настоящее время сомневаться, что ранние стадии своего развития Урало-Тянь-шаньское сооружение проходило в виде докембрийской платформы, образовавшейся в результате протерозойской складчатости; об этом говорят неоднократно отмечавшиеся нами факты несогласного залегания кембрия на протерозое. Существуют, однако, данные и другого порядка, а именно, во многих местах (Средняя Азия, Алтай) отмечается непрерывный переход протерозоя в кембрий, что́ доказывается существованием метаморфических свит в десяток-полтора километров мощности. В этом нет ничего удивительного, так как мы уже имели случай упоминать, что наряду с районами, где разразилась складчатость в нижнем палеозое, были другие, в которых накопление осадков шло безостановочно от кембрия до триаса.

Существовавшие протерозойские массивы были либо опущены на недосягаемые глубины, либо разорваны на меньшие массивы, либо разбиты на отдельные глыбы, испытавшие дифференциальные движения. Во всяком случае на всем пространстве рассматриваемой части Союза с начала кембрия установился прочный геосинклинальный режим, прерванный в верхнем кембрии поднятиями на очень широкой площади, что́ было соединено с весьма значительной регрессией моря. В нижнем силуре мы видим возобновление геосинклинального режима. И в кембрии, и в силуре море, по-

видимому, захватывало всю геосинклиналь. Этот этап развития нашей области проходил под знаком существования огромного безбрежного моря, в котором накапливались тысячи и тысячи метров осадков и в котором существовали крупные архипелаги островов.

Конец нижнего палеозоя отмечается орогенезом огромной напряженности. Для развития нашей области этот момент был исключительно важным; мы уже говорили, что преобразование шло в два приема — в таконскую и эрийскую фазы складчатости. В результате этих мощных движений произошло диференцирование всей геосинклинали на две неравных части — одна из них, меньшая, продолжала жить прежней жизнью, а другая, бо́льшая, была консолидирована и превратилась в платформу, стоявшую на положении краевой плиты и поэтому отличавшуюся весьма большой подвижностью. И только один участок последней— Тянь-шань — уже в таконскую складчатость был консолидирован до состояния устойчивой плиты; это мы уже объяснили тем, что он оказался зажатым среди крупных жестких глыб и плотно с ними спаялся. С этого времени судьба Тянь-шаня и других частей каледонской платформы начинает сильно разниться. Кроме того, намечается также вообще различие между северной и южной частями рассматриваемой области: последняя часть отличается весьма значительной способностью к поднятию, тогда как первая, повидимому, таила в себе еще очень большие возможности к погружению. Это видно из того обстоятельства, что трансгрессии девона, карбона и перми возникают на севере и только очень поздно достигают южных областей. Отступание моря идет также в северном направлении; это дает повод предполагать, что там непрерывно существовал морской бассейн, из которого море делало более или менее продолжительные набеги на южную сушу. Конечно, это не более чем гипотеза, но без нее нам трудно объяснить и появление жединского моря в герцинском развитии в Салаире, и появление бореальной перми в Кузнецком бассейне, и многое другое. Каледонская платформа имела неодинаковую судьбу в различных своих частях. Южная часть — Тянь-шань — испытывала длительное поднятие и перекрывалась мощным чехлом континентальных осадков и лишь на очень короткое время затоплялась морем фаменской и визейской трансгрессий. Центральная часть—восточный Казахстан — находилась все время на положении краевой и подвижной плиты. Уже в конце нижнего девона началась ликвидация континентального режима в южной части платформы и постепенное погружение ее под уровень девонского моря. Однако, это опускание не имело геосинклинального характера, но лишь приближалось к нему по некоторым особенностям (сильная подвижность, интенсивный вулканизм). На востоке картина была очень пестрая в зависимости от наличия там основания, испытывавшего движения различного знака. Этот район отличался тектоническими нарушениями, соединенными с очень мощным вулканизмом, продолжавшимся до середины девона. Интересна также очень значительная устойчивость присаянской части каледонской платформы, выразившаяся в появлении лишь среднедевонской трансгрессии и в весьма крупном поднятии в верхнем девоне, которое распространилось на запад вплоть до Салаира. В этом можно видеть отзвук поднятия Си-

бирской платформы, выходившего за ее пределы, тем более, что Кузнецко-Алтайский район имеет одновременно характер и платформы, и геосинклинали.

Структура земной коры в начале карбона мало отличалась от той, которая характеризует девон, и только в урало-алайской зоне наблюдается очень значительная пестрота фаций, свидетельствующая об очень неустойчивом состоянии в ней земной коры.

Герцинский орогенез по сравнению с каледонским проявил себя совершенно другим образом, несмотря на его развитие в той же области. Это зависело от того, что окружающая тектоническая обстановка сложилась существенно иначе. Прежде всего отметим, что герцинское складкообразование, возникшее из недр геосинклинали, разразилось только в урало-алайской зоне, причем оно здесь растянулось вплоть до середины триаса. В области каледонской платформы оно имело германотипный характер, так как захватило в данном случае уже консолидированную платформу, хотя и способную еще подвергаться смятию; последнее, естественно, не могло происходить без разрывов. При этом интенсивность его была далеко не одинакова: резче всего оно проявило себя в Тянь-шане и слабее всего — в Минусинской котловине. Мы уже видели, что окончание орогенеза, протекавшего в виде системы расколов и надвигов, относится к самому началу триаса. Результатом герцинских движений была ликвидация геосинклинального режима на всей площади Урало-Тянь-шаньского сооружения и превращение его в платформу, которая, однако, являлась разнородной по своей структуре; гетерогенность ее определяется тем, что она состоит из двух участков разновозрастной стабилизации: в то время как урало-алайская зона претерпела один орогенез, остальная часть была сложена в складки и проникнута магматическими породами дважды, что, конечно, повело к большей стабилизации. С окончанием герцинского орогенеза Русская платформа спаялась с Сибирской в одну единую платформу, но с различными по устойчивости частями. Геосинклинальный режим при этом сохранился только вне Урало-Тянь-шаньского сооружения, а именно в зоне Тетиса. Последствиями герцинского орогенеза были: уничтожение на всей площади морского режима на крайне продолжительное время и создание обширной горной страны с озерами и болотами, в которых шло интенсивное углеобразование. Конец каледонского орогенеза протекал в условиях аридного климата, герцинского же — в условиях гумидного; естественно, что и ход литогенеза был существенно другой.

С этого момента изменяется направление процесса развития: главное значение приобретают явления денудации — создается пенепленизированная поверхность, в некоторых своих чертах дожившая до наших дней и до конца неогена бывшая характерной чертой рельефа Урало-Тянь-шаньского сооружения. В мезозое произошли значительные погружения, особенно на севере области, и крупные складкообразования на крайнем юге; последние вызвали расколы и опускания в теле сооружения; с этим была связана вторичная озерная стадия и повторение эпохи углеобразования. Верхний мел и палеоген характеризуются крупными прогибами и соответствующими трансгрессиями. Очень отчетливо намечается снова разница структур севера и юга.

Наконец, недавнее время является свидетелем реконструкции палеозойского фундамента южной части платформы в мощные горные сооружения глыбового типа: разница между севером и югом ста а значительно резче. Рельеф был создан вновь и при этом путем, в достаточной степени своеобразным. В настоящее время Урало-Тянь-шаньское сооружение представляет собою сильно разломанную платформу, приподнятую на юге и в значительной степени опущенную на севере. В то время как на юге мы имеем в общем глыбу II порядка, на севере платформы развивается подвижная плита.

Часть пятая

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ТИХОГО ОКЕАНА

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СССР

Перейдя Енисей, мы встречаем страну изученность которой много слабее по сравнению со всеми областями, с которыми мы имели дело ранее на страницах этой книги. Пространство восточной части СССР примерно то же, что и западной, а поэтому читатель вправе ожидать столько же материала, сколько было сообщено в трех предыдущих частях. Между тем это совершенно не так. Сколько-нибудь подробно мы знаем только Прибайкалье, все же остальное пересечено лишь редкими маршрутами, а поэтому наши представления о геологическом строении громадных площадей еще крайне элементарны и с трудом поддаются какой-либо увязке. Это нужно иметь в виду всегда, когда речь идет о востоке Азии.

В самое последнее время Арктическим институтом были произведены очень значительные геологические работы, до сих пор не опубликованные. Они в огромной степени расширяют наши познания о наиболее удаленных частях нашей страны.

Наиболее крупный тектонический элемент восточной части СССР — Сибирская платформа, занимающая около половины всей ее площади, протягивается от Енисея до Лены и Станового хребта (табл. XXIX) и соприкасается с юга и юго-востока с Монголо-Охотским складчатым сооружением, заполняющим всю Монголию, Манчжурию, Нерчинскую Даурию и южную часть Дальне-Восточного края и представляющим собою комплекс палеозойских и мезозойских структур, пока еще нерасчленимых. С востока с Сибирской платформой граничит Верхоянско-Чукотская дуга, заполняющая материк к востоку от Лены до Берингова пролива. На крайнем востоке материка простирается мощная Восточно-Азиатская геосинклиналь, которая захватывает Коряцкий хребет, Камчатку, Сахалин, Курильские острова и Японию и уходит далее на Филиппины; к востоку от нее мы имеем уже базальтовое основание Тихого океана.

Характерными чертами тектоники складчатых дуг, расположенных к востоку от Сибирской платформы, является широкое развитие мезозойского орогенеза (тихоокеанская складчатость), в особенности андийской и австрийской фазы, причем интенсивность складкообразования и вулканизма не уступает напряженности тектонических проявлений каледонского или герцинского орогенезов.

Наоборот, альпийская складчатость чувствуется здесь очень слабо и проявляется лишь в современной Восточно-Азиатской геосинклинали.

Стратиграфия восточной части СССР чрезвычайно своеобразна и мало похожа на все нам знакомое. Прежде всего обращает на себя внимание исключительно большое развитие нижнего палеозоя, занимающего всю Сибирскую платформу. Большое распространение имеет морской триас: на долю рассматриваемой области приходится 75% всего известного в СССР триаса. Весьма своеобразен мезозой, заключающий ряд ярусов, охарактеризованных флорой, и заключающий важнейшие угольные месторождения Восточной Сибири и Дальнего Востока. Континентальный кайнозой с углем и нефтью довершают стратиграфические особенности тихоокеанских берегов. Наконец, отметим, что морская фауна мезозоя и кайнозоя имеет гораздо более общего с фауной Китая, Японии и Северной Америки, чем с фауной Западной Европы. Поэтому стратиграфия нашего востока строится на совершенно иных признаках, чем те, которые применялись нами к западу от Енисея.

Нашими познаниями геологического строения восточной части СССР мы обязаны ряду выдающихся геологов, из которых следует вспомнить тех, которые невольно послужили пустынному краю, будучи сосланными царским правительством на поселение; таковы Черский, Чекановский и другие. Сводные работы по Восточной Сибири принадлежат В. А. Обручеву — лучшему знатоку геологии Сибири, Тетяеву, Шейнману, Криштофовичу, С. В. Обручеву — неутомимому исследователю наиболее трудно доступных районов северо-востока Азии. Кроме того, нужно отметить труды Вассоевича, Ермолаева, Елисеева и целого ряда молодых исследователей нашего Востока (Кропоткин, Херасков, Быков и пр.).

Мы начнем наш обзор с Сибирской платформы, от которой перейдем к Монголо-Охотскому складчатому сооружению, затем познакомимся с Верхоянско-Чукотскими складками и закончим региональное описание нашей страны Восточно-Азиатской геосинклиналью.

II. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

1. Теория «древнего темени Азии» и современные воззрения

Эдуард Зюсс в своем замечательном труде «Лик Земли» (Das Antlitz der Erde), рассматривая структуру Азии, выделил докембрий Саяна, Хамар-дабана, Кентея и других прилегающих хребтов вплоть до Нерчинской Даурии под именем «Древнего темени Азии» (Der alte Scheitel Asiens): он считал этот район наиболее древней частью материка, тем ядром, вокруг которого нарастали складчатые волны, слагающие «Азиатское сооружение». Вся область, расположенная между Енисеем и Леной, считалась им за образование более молодое, причлененное к «древнему темени». После Зюсса появились и иные концепции тектонической структуры этой области; можно назвать представления Делонэ (De Launay), Аргана и Борисяка, которые не отводили «древнему темени» той важной роли, которую придавал ему Зюсс. Они считали, что основным элементом

структуры является древний фундамент Сибирской платформы, вокруг которого расположен пояс каледонских и герцинских складок. С другой стороны, В. А. Обручев не только принял полностью точку зрения Зюсса, но и развил ее, распространив понятие «древнего темени» на Алданское плато, Западный Саян, Кузнецкий Алатау, Танну-ола, Хан-хухей и Гобийский Алтай. В начале 20-х годов нашего столетия построения Зюсса и В. А. Обручева подверглись критике Тетяева, который выдвинул гипотезу обратного порядка: наиболее древней частью северной Азии является Сибирская платформа, а «древнее темя» представляет собою каледонскую геосинклиналь. В дальнейшем Тетяев еще более стал подчеркивать очень юный возраст «древнего темени», устанавливая в его районе исключительно мощные надвиги не виданных на земном шаре размеров, образовавшиеся при этом в альпийскую эпоху. В связи с этим он включал всю область «древнего темени» в зону альпийской складчатости. Мы увидим в дальнейшем, что идеи Тетяева имеют очень мало общего с геологической действительностью.

В последнее время стало выясняться, что в Нерчинской Даурии были встречены сильно дислоцированные морские образования мезозоя, перми и карбона. Это заставило всю область, лежащую восточнее Читы, считать зоной достаточно молодой складчатости, сузив, таким образом, «древнее темя» до узкой полосы между Байкалом и Яблоновым хребтом, сложенной к тому же протерозоем и кембрием, а отнюдь не археем. В Монголии работы Рачковского и Лебедевой установили широкое распространение палеозоя в тех хребтах, которые считались ранее докембрийскими и относились к «древнему темени». Как мы уже видели, Кузнецкий Алатау и Западный Саян сложены нижним палеозоем, а не докембрием. В таком случае мы имеем не «древнее темя Азии», не тектоническое ядро Евразии, а выходы на поверхность докембрийских пород, притом отнюдь не самых древних.

В результате мы оказываемся очень близкими к схеме Делонэ и Борисяка о крупном тектоническом значении Сибирской платформы, обрамленной складчатыми цепями более молодого возраста, чем самый фундамент платформы, при этом древнейшие ядра его находятся не в тех местах, в которых они предполагались Зюссом.

2. Очертания и тектоническая структура Сибирской платформы

Сибирская платформа точно так же, как и Русская и всякая другая, познается из изучения осадочного покрова и ее складчатого фундамента. Очертания платформы мы выводим из площади распространения осадочных свит, залегание которых приближается к горизонтальному. Следовательно, мы должны прежде всего наметить границы платформы и соседних складчатых единиц. Мы уже видели, что на крайнем севере периферия платформы уходит под надвинутые на нее складки нижнего палеозоя таймырской зоны. Поэтому совершенно условно мы проводим северную границу платформы от мыса Челюскина к Енисейской губе. Западный предел платформы очень неясен, так как замаскирован сплошным развитием четвертичных образований Западно-Сибирской низменности. Однако, наличие отложений тунгусской свиты, исключительно характерных

для Сибирской платформы, и сибирских траппов в бассейне р. Таза заставляет относить западную границу платформы к западу от р. Енисея. На юго-западе граница платформы проходит вдоль северо-западного склона Восточного Саяна, который надвинут на край платформы. Далее к востоку мы включаем в состав платформы выходы сильно дислоцированного протерозоя и кембрия западного Забайкалья и Патомского нагорья и проводим ее границы от хр. Хамар-дабана через Читу и Становой хребет к верховьям р. Маи (приток Алдана). На этом протяжении платформа соприкасается с Монголо-Охотскими складками. Восточнее граница платформы проходит вдоль рек Маи, Алдана и Лены до устья последней, так как восточнее этой линии развиты складки Верхоянской дуги. При такой трактовке границ платформы мы включаем в нее как области с несомненным докембрийским фундаментом, так и районы каледонской складчатости, вошедшие в состав платформы. Следует только отметить, что отнесение складчатости западного Забайкалья и Патомского нагорья к каледонским структурам встречает возражения Обручева и покамест не всеми признается.

В последнее время Шатским проведено разделение Сибирской платформы на несколько тектонических элементов, причем он воспользовался методами, употребленными Архангельским при расчленении Русской платформы (табл. XXX). Однако, нужно при этом иметь в виду, что расчленение Сибирской платформы встречается со значительными затруднениями ввиду расплывчатости границ между отдельными тектоническими элементами, входящими в ее состав, и ввиду еще очень слабой ее изученности. В дальнейшем мы увидим, что в схему Шатского следует внести значительные изменения. согласно тем данным, которые были получены в последние годы.

Шатский выделяет в Сибирской платформе две жестких глыбы — Северо-Сибирскую (Анабарскую) и Алданскую. Первая из них располагается в верховьях р. Анабары, где на поверхность выходят гнейсы и граниты. Вторая находится в верхнем течении р. Алдана и на Алданском плато, примыкающем к Становому хребту и отличающемся обширным развитием гранито-гнейсовых пород. По представлению Шатского, глыбы занимают обширное пространство под палеозойским покровом. Для Анабарской глыбы нужно предполагать ее распространение на верхнее течение Хатанги и на весь бассейн Анабары и Оленека. Алданская глыба занимает все пространство между средним течением Лены и Становым хребтом. Между обеими глыбами располагается Ленско-Вилюйская впадина, обозначаемая присутствием морского и континентального мезозоя; она замыкается к юго-западу и, наоборот, открывается в сторону устья р. Вилюя.

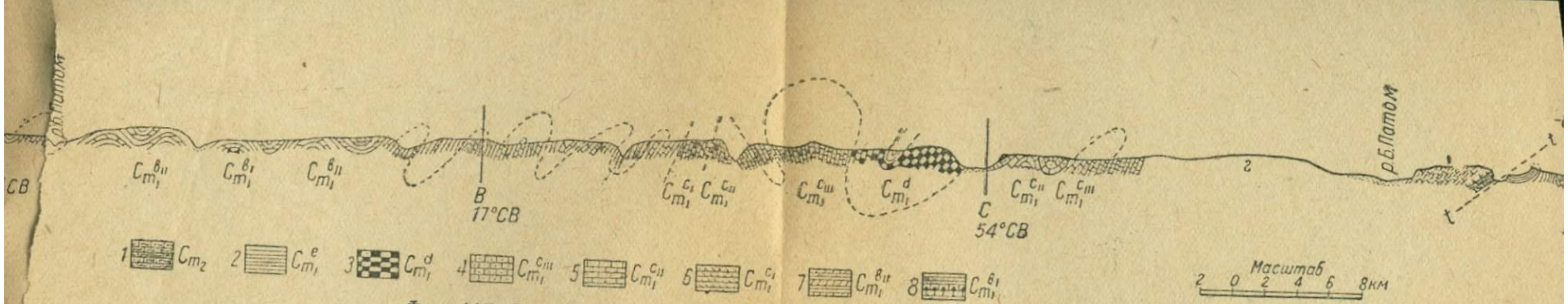
К югу от Алданской глыбы вплоть до оз. Байкала и Яблонового хребта располагается Байкальская складчатая зона, представляющая собою широкое распространение складчатого протерозоя и в значительной мере кембрия; на севере — вблизи Лены — этот район захватывает Патомское нагорье. На западе платформы существует область широкого развития докембрийских пород, известная под именем Енисейского горста, хотя его горстовая природа является сомнительной. Между ним, Байкальской

складчатой зоной и Вилюйской впадиной располагается обширное Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле, отличающееся мощным развитием нижнего палеозоя и в бассейне Ангары и Лены имеющее характер складчатой зоны, которой мы придадим название Ангаро-Ленской складчатой зоны; граница между ней и Байкальской складчатой зоной является в значительной степени условной. В центре платформы располагается обширная Тунгусская впадина, занятая породами верхнего палеозоя. К северу от нее проходит широтная впадина, отграниченная с обеих сторон от Тунгусского бассейна сбросовыми линиями и выполненная моренными и морскими четвертичными отложениями, а также морскими меловыми. Эта впадина сливается на востоке с установленной Шатским Хатангской впадиной. Последнее название мы распространяем на всю полосу опусканий между устьями Енисея и Хатанги. В южной части Ленско-Енисейского поля располагается узкая, ориентированная в северо-западном направлении, Канско-Иркутская впадина, выполненная юрскими континентальными образованиями. Кроме того, следует отметить, что западная часть платформы входит в состав Западно-Сибирского опускания и перекрыта четвертичными отложениями.

Вся западная часть платформы входит в состав области распространения сибирских траппов, наличие которых является одним из характернейших признаков платформы.

Прежде всего нужно указать, что обе древнейших глыбы Сибирской платформы состоят из архейских чрезвычайно сильно дислоцированных гнейсов и кристаллических сланцев. Подобного рода складки описываются также и по западному побережью Байкала, в Приморском хребте. Направление архейской складчатости либо северо-западное — «саянское», либо северо-восточное — «байкальское». Зюсс в свое время объединял оба этих направления в одну сплошную, обращенную, выпуклостью к югу, дугу, которую он назвал «Иркутским амфитеатром». По данным В. А. Обручева, оба эти направления встречаются очень часто совместно, причем складки соприкасаются под острым углом, в котором всегда присутствуют резкие разломы. По мнению В. А. Обручева, мы имеем здесь дело с проявлениями тектонических воздействий разного возраста, хотя в самом архее еще не установлено несогласного залегания одних его свит на других. Архейские породы чрезвычайно интенсивно прорезываются гранитами и другими магматическими породами.

Второй складчатый комплекс относится к протерозою, который залегает несогласно на архейских гнейсах. Для протерозоя, по В. А. Обручеву, намечается не менее двух стадий складкообразования: первая из них определяется несогласным налеганием «метаморфической» (жуйской) свиты на «кристаллически-сланцевую» (бодайбинскую). В настоящее время у ряда геологов имеется тенденция к отнесению «метаморфической» свиты к кембрию, так что указанное выше несогласное залегание говорит о позднепротерозойской складчатости и о наличии каледонской. Вторая стадия смятия может быть отмечена несогласным залеганием нижнего кембрия, в понимании В. А. Обручева, на жуйской свите. Последнее обстоятельство очень сильно затемняется неясностью вопроса о положении нижней границы кембрия, относительно которой имеются крупные разногласия



Фиг. 117. Характер складчатости в Патомском нагорье (по Старостиной).

1 — известняки тонкоплитчатые, содержащие прослои мергелей, кверху переходящие в массивные вонючие известняки; *2* — глинистые красноцветные мергеля и известняки, переходящие в мергелистые глины; *3* — черные известняки, часто оолитовые, вонючие; *4* — светлые кварциты; *5*—известняки светлосерого, зеленовато-серого и розовато-серого цвета, мелкокристаллического строения; *6* — тонкоплитчатые известняки, глинистые и известковые сланцы серо-зеленого и красноватого цветов; *7* — серые известково-глинистые сланцы с пачками плитчатых известняков; *8* — черные известняки и глинистые сланцы; *t. . . t* — линия разлома.

ежду Обручевым и Тетяевым, а также и другими геологами егебарт и Старостина), склонными сильно понижать ее включением ей метаморфической свиты в кембрий. В таком случае вся эта об-асть может быть охарактеризована в качестве нижнепалеозойской осинклинали.

Каледонская складчатая зона протягивается вдоль Байкала, ахватывает Патомское нагорье и бассейн Витима. Мы видим здесь очень интенсивное смятие в виде системы складчатых линий северо-восточного простирания, которые в нижнем течении Витима образуют резко выраженную дугу, обращенную выпуклостью к северу (фиг. 117). Чем южнее, тем более плавно изгибаются складки, и, наконец, в Яблоновом хребте они имеют ВСВ простирание. Такой резкий заворот складок, повидимому, связан с возмущающим влиянием Алданской глыбы, зажимающей их с востока.

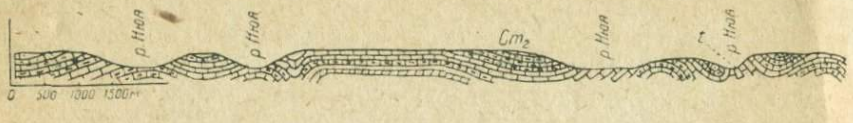
Байкальская складчатая зона очень богата всевозможными магматическими породами; к нижней свите приурочены аплитовые граниты, к верхней — кератофиры, порфиры, граниты, гранодиориты и основные породы типа габбро.

Другая область развития протерозойской складчатости находится в Енисейском кряже, тектоника которого далеко еще не определена, так как у нас покамест нет ясности в вопросе о стратиграфическом положении отдельных свит. Все же можно наметить и здесь не менее трех фаз складчатости, имеющей в Енисейском кряже меридиональное простирание. Обручев считает возможным устанавливать существование меридиональной зоны протерозойских складок, протягивающихся далеко на север и загибающихся на Таймырском полуострове к северо-востоку, где они образуют древнейшее складчатое основание Таймырской складчатой зоны. Подобная точка зрения встретила возражения в самое последнее время со стороны Урванцева, считающего, что складки Енисейского кряжа простираются на север, уходя под уровень Карского моря западнее устья Енисея.

Возраст байкальских складок Шатский относит к концу докембрия, ставя их после карельского орогенеза Балтийского щита, в то время как Зегебарт и Старостина приписывают им каледонский возраст; нельзя все же отрицать, что здесь имеется и протерозойская складчатость, но значение ее, повидимому, гораздо меньше, чем это принимается и до настоящего времени Обручевым. Расположение протерозойских складок указывает на то, что они являются значительно более молодыми, чем складки Северо-Сибирской и Алданской глыб, которые оказывают существенное влияние на их направление.

От устья р. Вилюя до Иркутска протягивается своеобразная полоса, отличающаяся очень значительной мощностью нижнего палеозоя, достигающей нескольких тысяч метров, и резкой его дислоцированностью (Ангаро-Ленская складчатая зона). Здесь преобладают сжатые местами разорванные складки, изобилующие перебросами и небольшими надвигами и кое-где прорванные изверженными породами. Простирание складок северо-восточное; они постепенно увеличиваются в размахе к востоку. Ангаро-Ленская зона имеет характер предгорной впадины по отношению к Байкальской складчатой зоне и на северо-востоке уходит под мезозойский покров бассейна Вилюя. Соотношение указанной полосы с соседними частями

платформы имеет следующий характер: на северо-западе, у [illegible] грубо вдоль Лены, резкие складки постепенно смягчаются по сво[illegible]рме, переходят в пологие *изогнутия того же* северо-восточного простирания и прослеживаются на многие сотни километров, чем очень сильно отличаются от валов Русской платформы (фиг. 118).



Фиг. 118. Пологие изгибы кембрия в бассейне р. Нюи (по Зегебарту).

На юго-востоке картина получается другая: в целом ряде пунктов намечается надвигание докембрийских пород на кембрий (фиг. 119). *Нижний палеозой* здесь напластован согласно, хотя Обручев указывает на легкое несогласие между средним и верхним кембрием. Так как вся толща нижнего палеозоя дислоцирована одинаково, а в дислокациях участвуют верхнесилурийские отложения, то следует признать, что мы имеем дело с каледонской складчатостью.



Фиг. 119. Надвигание протерозоя на кембрий (по Круглову).

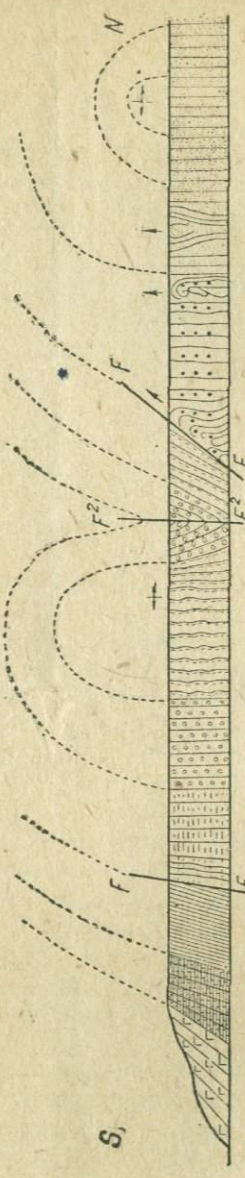
1 — гранит и гнейс; *2* — кварцево-слюдистые слан[illegible]кильный гранит и пегматит; *4* — кварцево - хлоритово - серицитов[illegible] сланцы; *5* — кварциты, песчаники и сланцы нижнего кембрия; *6* — известняки и красные породы среднего кембрия; *7* — надвиги.

Возраст надвигов совершенно неясен; ниже мы увидим, что можно составить себе представление об очень поздних явлениях этого рода. Юрские породы практически лежат совершенно горизонтально и только местами обнаруживают резкие нарушения; последние особенно хорошо наблюдаются на р. Кемпендзяе в бассейне Вилюя. Они связаны здесь с появлением штоков каменной соли. Как будет показано ниже, каменная соль относится к нижнему палеозою, и наличие ее среди юрских и нижнемеловых отложений в ядрах брахиантиклиналей утверждает нас в мысли, что мы имеем здесь дело с диапировыми складками, которые образовались в послеюрское время и прорвали горизонтальный мезозойский покров.

Вдоль Восточного Саяна нижний палеозой платформы смят в более или менее пологие складки северо-западного простирания, которые по мере удаления от Саяна получаются все более и более слабыми. В районе Енисейского кряжа эти складки, пересекаемые р. Ангарой, принимают уже меридиональное простирание и уходят под покров верхнего палеозоя; в указанном районе они снова приобретают *очень интенсивный* характер (фиг. 120).

На ... листо-складчатом нижнем палеозое в обширной, вытянутой па... льно краю Саяна, котловине залегают юрские континентальные образования, также волнисто смятые. Самое любопытное в этом районе — это существование надвигов докембрия Саяна на юрские породы, причем у истока Ангары из оз. Байкала докембрий, по данным Тетяева, Маслова и др., залегает поверх угленосной юры. Котельников для района верхнего течения р. Оки, Ии и Уды отмечает лишь явления коротких надвигов докембрия. Тетяев принимает здесь наличие грандиозных шарриажей альпийского времени на Сибирскую платформу, вследствие чего он относит Саян к зоне альпийской складчатости. В дальнейшем мы увидим, что точка зрения Тетяева является неправильной, так как он смешивает складкообразование и глыбовые движения яксартского типа. Во всяком случае наличие надвигов небольшого размера на Ангаре сейчас не может отрицаться, что же касается механизма надвигания, то вопрос остается неясным, время же скорее следует считать альпийским, так как именно к нему приурочены крупные глыбовые движения в древних складчатых зонах.

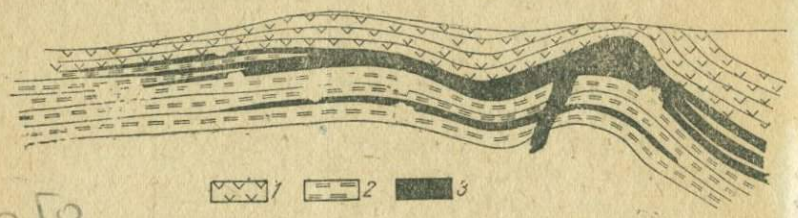
Складки нижнего палеозоя, по словам С. В. Обручева, продолжаются в меридиональном направлении к востоку от Енисея, повторяя протерозойские простирания. В пологие складки собраны также и отложения тунгусской свиты (верхний палеозой). С. В. Обручев отмечает на нижней Ангаре наличие сбросов с амплитудой в 5000—6000 *м*, оконтуривающих в этом районе Тунгусскую впадину. Эта последняя выполнена угленосными породами верхнего палеозоя и весьма замечательна тем, что все ее пространство занято сибирскими траппами, представляющими собою габбро-диабазы, порфириты и порфиритовые диабазы, внедрявшиеся по трещинам, распространявшиеся между пластами (пластовые интрузии) и выливавшиеся на поверхность в виде лавовых покровов на огромной площади



Фиг. 120. Складчатость среднего кембрия в нижнем течении р. Ангары (по С. В. Обручеву).

1 — известняки пахучие черные с прослоями красных и желтых глинистых известняков; *2* — те же известняки с прослоями серых пахучих доломитов; *3* — *4* — доломиты плотные и рыхлые светлосерые пахучие; *5* — известняки темносерые пахучие с прослоями доломитов; *6* — известняки и доломиты серые с прослоями красных и зеленых мергелей; *6a* — известняки и доломиты серые; *6b* — свита Чадобца — разнообразные известняки и доломиты пахучие, вверху с прослоями цветных мергелей.

между верховьями Хатанги и Подкаменной Тунгусской (фиг. 121). Траппы занимают всю площадь развития тунгусских отложений во всяком случае не менее 500 000 $км^2$. Таким образом, мы здесь встречаемся с явлением, абсолютно чуждым Русской платформе но имеющимся в Индии, где также существует огромное пространство, залитое лавами. Время излияния траппов относится к концу палеозоя, местами же оно продолжалось и в течение мезозоя и, следовательно, является отзвуком герцинской складчатости в теле Сибирской платформы. В связи с жилами траппов наблюдаются оригинальные формы дислокации — короткие отвернутые наружу складки, образовавшиеся благодаря напору поднимавшейся лавы.



Фиг. 121. Схема строения Тунгусского бассейна.

1 — продуктивная свита; *2* — туффитовая свита; *3* — траппы.

В северной части Сибирской платформы мы имеем обширное четвертичное опускание, которое протягивается от Енисейской губы до Хатангской и которое, по данным Урванцева, очерчивается себе сами; это погружение заполнено морскими меловыми образованиями а также морскими и ледниковыми четвертичными породами. По данным Урванцева, указанная полоса сложена сильно дислоцированным мелом, причем большую роль играет здесь соляная тектоника.

Наконец, на крайнем севере платформы Шатский выделил Хатангскую впадину, связанную с предыдущим опусканием в одно целое и заполненную морским мезозоем (нижний мел, юра и, вероятно, триас). На берегу моря Лаптевых у бухты Нордвик существует «соляная гора» — окруженный мезозоем шток каменной соли, происхождение которого, вероятно, аналогично происхождению диапировых складок р. Кемпендзяя и связано, очевидно, с существованием на глубине соленосного нижнего палеозоя. Эта «соляная гора» несет на себе покрышку из девонских пород, в которых имеются признаки нефти.

Следует еще сказать несколько слов о своеобразной послекембрийской тектонике Байкальской складчатой зоны, в которой в большом количестве развиты удлиненные юрские угленосные бассейны с очень большой мощностью осадков (от 600 до 2000 *м*), что вызывает представление об их отложениях в узких прогибавшихся зонах. В прежнее время эти узкие, вытянутые в северо-восточном направлении, полосы юры трактовались как системы более или менее параллельных грабенов, рассекающих древний докембрийский массив. Тетяев высказал идею о непрерывном продолжении юрских осадков под докембрием вплоть до р. Шилки, считая докембрий надвинутым на всей площади Прибайкалья поверх юры, обнажающейся из-под него лишь в речных долинах в виде тектонических окон

Несомненно, что взгляды Тетяева отличаются исключительной смелостью, но недостаточно фактически обоснованы, хотя идеи Обручева о системе грабенов также оказываются не совсем правдоподобными. Повидимому, мы имеем здесь системы прогибов, осложнявшихся расколами, вдоль которых происходило надвигание соседних массивов на погружавшиеся впадины. Этот процесс шел в течение всего мезозоя и кайнозоя.

Современная впадина Байкала представляет собой узкую и длинную зону прогиба, направленную под острым углом к простираниям мезозойских опусканий и разломов. По новейшим данным Павловского, байкальское погружение может быть прослежено к западу вдоль Восточного Саяна, а к северо-востоку — в докембрийском Алданском массиве в виде очень значительного грабена, заполненного мощными континентальными отложениями. Эти крупнейшие опускания приурочены, по мнению Павловского, к обширному сводовому поднятию и состоят из трех погружений: присаянского, байкальского и олекминского, разделенных не опустившимися участками.

3. Стратиграфия докембрия

Мы уже говорили, что на Сибирской платформе существуют резко метаморфизованные породы, которые следует относить к **архейской** группе. Они выходят в Анабарском массиве, подвергшемся в последнее время исследованиям Рожкова, Моора и Ткаченко. Эти авторы отмечают в нем наличие различных гнейсов, гранулитов и амфиболитов, прорванных гранитными и основными интрузиями и породами эффузивного типа. Гнейсы и другие метаморфические породы дислоцированы в северо-западном направлении.

Очень обширную территорию занимают архейские породы на Алданском плато. Здесь Зверев установил присутствие различных гнейсов, гранулитов и амфиболитов, прорванных гранитами и порфирами. Коржинский разделил эти метаморфические породы на три свиты, залегающие согласно и достигающие все вместе огромной мощности. К западу от Алданского плато, по данным Павловского и Бобина, архейские гнейсы и гнейс-граниты распространены в бассейне Олекмы, а также Витима. Еще западнее наличие архея отмечается для Патомского нагорья, а также для обоих берегов Байкала, причем по западному побережью озера архейские породы тянутся узкой полосой, а на восточном далеко уходят вглубь страны, переходя в хр. Хамар-дабан, Яблоновый и другие хребты западного Забайкалья. В этом районе, по данным Обручева, архей сложен гнейсами и кристаллическими сланцами с массивами гранитов, сиенитов и габбро. Кроме того, значительное участие в строении архея принимают известняки.

Переходим к ознакомлению с **протерозоем**, который изучен значительно лучше архея и поддается расчленению на ряд свит. Протерозойские породы лежат резко несогласно на архейских, что дает возможность установить мощный орогенез в конце архея. По мнению Обручева, образование архейских и протерозойских пород разделено длительным денудационным периодом, в течение которого архейские горные системы были превращены в пенеплены. Проте-

розой отсутствует в Анабарской и Алданской глыбах, в которых архей покрывается кембрием, но имеет значительное развитие в Байкальской складчатой зоне и в Енисейском кряже. Во всех остальных районах протерозой перекрыт осадочным покровом нижнего палеозоя.

Протерозойские отложения отличаются от архейских гораздо меньшим метаморфизмом и появлением нормальных осадочных пород. Верхняя граница протерозоя, как мы уже говорили в этой главе, служит предметом очень ожесточенного спора между Обручевым и Тетяевым. Обручев, рассматривая протерозой Патомско-Витимского нагорья, разделяет его, как и предыдущие исследователи, на две довольно резко различающиеся свиты. В основании его залегает бодайбинская свита, сложенная внизу чередованием известняков и глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и кварцитов, в середине — черными сланцами, переслаивающимися с песчаниками и кварцитами и, наконец, вверху — преимущественно породами большею частью грубообломочного типа — граувакковыми песчаниками, мелкими конгломератами, песчаниками и кварцитами, иногда глинистыми сланцами. Вся свита производит впечатление отложения в геосинклинальном постепенно мелевшем бассейне. Она прорвана несколькими массивами гранита; Обручев полагает, что они представляют собою выступы единого огромного батолита, располагающегося на глубине и не вскрытого эрозией.

На этой сильно метаморфизованной свите, которую Обручев относит к нижнему протерозою и которая дислоцирована в ЗСЗ направлении, несогласно залегает жуйская, или «зелено-красная свита», состоящая из серо-зеленых и серо-лиловых сланцев, переслаивающихся с зеленоватыми известняками; в верхних частях ее развиты черные битуминозные известняки и черные сланцы. Мощность этой свиты, по Обручеву, не превышает 1000 — 1500 *м*, тогда как для нижней, бодайбинской, следует принять величину в несколько тысяч метров. Жуйская свита прорвана гранитами Чуйского массива, порфирами и жилами диабазов. Тетяев относит ее к нижнему кембрию, Шатский же помещает ее в верхний протерозой точно так же, как и Обручев; у Зегебарта и Старостиной мы находим тенденцию приурочивать ее к нижнему кембрию. Таким образом, вопрос является нерешенным; повидимому, нижнекембрийский ее возраст наиболее вероятен.

На западном побережье Байкала протерозой начинается известняками, песчаниками и хлоритовыми сланцами с конгломератом в основании, покрывающими архейские гранитные массивы. Бодайбинской свите, здесь, по Обручеву, соответствует тыйская свита, состоящая из сильно метаморфизованных пород — слюдистых сланцев, кварцитов, филлитов и черных глинистых сланцев. Все они дислоцированы в северо-восточном, байкальском, направлении и прорваны интрузиями габбро, жилами перидотитов и диабазов. Точно так же, как и на Витиме, эта сильно метаморфизованная свита эродирована, так что на ее размытой поверхности несогласно залегает верхний протерозой, в основании которого располагается голоустенская свита, сложенная пестрыми сланцами, филлитами, а внизу известняками и доломитами. Выше указанной свиты Тетяев выделяет улунтуйскую, состоящую внизу из известняков, а вверху — из зеленых сланцев и песчаников;

ее Обручев параллелизирует жуйской (зелено-красной) свите Витима, между тем как Тетяев эти породы наравне с голоустенскими считает нижнекембрийскими. Ввиду того, что все эти свиты совместно с более высокими согласно покрываются средним кембрием, вопрос остается спорным.

Обширное развитие протерозой имеет в Енисейском кряже, где он сначала изучался Мейстером, а затем С. В. Обручевым и Щукиной. В основании чрезвычайно мощного протерозоя В. А. Обручев помещает т е й с к у ю свиту, сложенную кристаллическими сланцами, гнейсами и гнейсо-гранитами, которые он ставит в нижний протерозой и параллелизирует, следовательно, с тыйской свитой Прибайкалья и бодайбинскими породами Патомско-Витимского нагорья. Тейская свита дислоцирована в почти меридиональном направлении. Несогласно на ее размытой поверхности залегают основные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, а также зеленые эффузивы и туфы. Вышележащие свиты нижней части верхнего протерозоя, для которой С. В. Обручев дает общую мощность в 1300 *м*, представлены главным образом зелеными и серыми сланцами и кварцитами. По словам этого исследователя, нет еще ясности в том, налегают ли они друг на друга или же представляют фациальные комплексы, замещающие один другой в горизонтальном направлении. Эту последовательность пород в северной части Енисейского кряжа называют е н а ш и м и н с к о й свитой, причем тут к ней относятся кристаллические известняки, яшмовидные туффитовые сланцы, а также аркозовые песчаники и конгломераты.

Несогласно на енашиминской свите залегает очень интересная свита, истинное значение которой не разгадано. В ней присутствуют зеленые граувакковые сланцы, а также очень мощная толща (800 *м*) крупнообломочных пород, имеющих характер ледниковых. Николаев и Чураков считают их тиллитами, т. е. древнейшими накоплениями валунов ледникового происхождения, причем последний полагает возможным считать их отложенными в море (так называемая «морская морена»). По мнению Николаева, эти породы относятся к нижнему кембрию, Чураков же считает их протерозойскими, причем отводит им место в среднем протерозое. Для верхнего протерозоя Чураков устанавливает наличие крупных орогенических движений и существование длительного денудационного периода. Обручев соглашается с Чураковым относительно того, что эти любопытные породы не могут относиться к кембрию, но параллелизирует их с зелено-красной свитой Витима и Байкальского нагорья, помещая их в верхний протерозой и таким образом отрицая длительный перерыв перед началом кембрия. Что касается до генезиса тиллитов, то их ледниковое происхождение вызывает некоторые сомнения, так что вопрос о наличии ледников в протерозое Сибири и все палеоклиматологические построения Чуракова являются еще далеко не решенной проблемой.

4. Нижний палеозой

Осадочный покров Сибирской платформы при общем взгляде на него значительно более однороден, чем на Русской. Это следует отметить преимущественно для нижнего палеозоя, который имеет

на Сибирской платформе чрезвычайно обширное распространение, закрывая докембрийский фундамент почти на всей ее площади. Высокое современное положение платформы, глубокая ее рассеченность крупными речными долинами и меньшее развитие более молодых отложений делают то, что в отличие от Русской платформы нижний палеозой на громадных площадях оказывается доступным для непосредственного наблюдения.

Особенно широко развиты и полно представлены **кембрийские** отложения, великолепно вскрытые по Лене, Ангаре и по целому ряду их крупных притоков. Эти породы залегают на северном склоне Алданской глыбы, Ленско-Енисейском поле, а также в районе западного побережья Байкала и северного склона Восточного Саяна, на Анабарской глыбе. Присутствие их поверх докембрия в Байкальской складчатой зоне является еще спорным. Таким образом, кембрий занимает на Сибирской платформе все пространство между Енисеем и Леной, р. Пясиной и Байкалом.

Нам уже приходилось говорить, что граница протерозоя и кембрия далеко еще не установлена сколько-нибудь точно и что по этому поводу у различных исследователей Сибири существуют исключающие друг друга точки зрения. Брать в качестве критерия наличие основных конгломератов и несогласного залегания между кембрием и протерозоем не всегда удается, так как существуют районы, как, например, Анабарский и Алданский массивы, где кембрий начинается со среднего отдела, несогласное же залегание местами отсутствует. В кембрии Сибирской платформы мы различаем три отдела, из которых нижний сложен главным образом обломочными и пестроцветными образованиями, средний — преимущественно известняковый, а верхний представлен пестроокрашенными мергельно-глинистыми и галогенными породами. В отдельных районах эта грубая схема подвергается весьма значительным изменениям, так что фациальное сложение кембрийских осадков следует считать в достаточной степени разнообразным. Нужно иметь в виду, что мощность кембрийских отложений на Сибирской платформе измеряется несколькими тысячами метров, а поэтому иметь понятие о схеме их развития в том или ином участке их распространения затруднительно, причем у нас нет еще четкого представления о фациальных замещениях в горизонтальном направлении.

Зегебарт и Старостина считают основанием кембрия на Лене, Большом Патоме и Витиме мощные (1500 *м*) конгломераты, залегающие согласно на метаморфических породах протерозоя. Выше, по взглядам этих авторов, располагаются черные битуминозные известняки, которые местами замещаются в горизонтальном направлении мергелями и глинами и переходят кверху в пестроцветные мергеля и глины. Все эти породы Зегебарт и Старостина относят к нижнему кембрию, придавая ему общую мощность в 3100 *м*. Столь значительная мощность свидетельствует, что в районе р. Патома и среднего течения Лены земная кора испытала очень значительное прогибание. Ниже по Лене, выше Якутска, нижний кембрий представлен пестроцветной свитой с прослоями известняков, заключающих археоциаты, и темными известняками с *Protolenus asiaticus*, *Agnostus Schmidti*, *Dorypyge Edelsteini*.

Средний кембрий в районе р. Пеледуя, Большого Патома и далее вниз по Лене, от Олекминска к Якутску, сложен известняками и доломитами, мощностью в 370—1000 *м*, с *Dorypyge quadriceps*, *Ptychoparia*, *Kutorgina*. Верхний кембрий не заходит по Лене восточнее Олекминска; он выражен преимущественно пестроокрашенными мергелями, известняками и глинами, которые Обручевым разделены на верхоленский и усть-кутский ярусы, причем первый представлен красноцветной глинисто-мергелистой свитой, а последний — преимущественно карбонатными породами, в которых встречены *Lingulella* и *Obolus*. Усть-кутские породы постепенно переходят в сходные отложения нижнего силура (фиг. 122). К югу от Лены на Алданском плато непосредственно на архейских гранито-гнейсах залегают среднекембрийские



Фиг. 122. Разрез кембрия по Лене (по Обручеву).

J_3^2 — юра; S — нижний силур; Cm_3 — верхний кембрий; Cm_2 — средний кембрий; *g* — красноцветный гипсоносный ярус: Cm_1 — нижний кембрий.

известняки, имея в основании маломощный конгломерат из архейских пород; очевидно, трансгрессия кембрийского моря захватила Алданский массив только в середине периода. Восточнее же между Алданом и Маей снова появляется нижний кембрий в виде красных песчаников, конгломератов и известняков, частью красноцветных мергелей и глин, мощностью в 700 *м*.

К северу от Лены кембрий распространяется на бассейны Вилюя, Оленека и Анабары. В бассейне Вилюя схема развития кембрия очень близко напоминает то, что мы видели на Лене. В Анабарском массиве поверх кристаллических пород залегают песчаники и известняки мощностью в 1500 *м*, с *Anomocare excavatum* и археоциатами среднего кембрия, кроющиеся пестроцветной свитой известняков, мергелей с гипсом и песчаников, мощность которой достигает 3000 *м*; кверху эти породы переходят в известняки. Мы, таким образом, видим, что в восточной половине Сибирской платформы кембрий построен всюду в общем довольно сходно, хотя имеются также и значительные изменения в литологическом составе и мощности отдельных горизонтов; наиболее важным фактом является отсутствие нижнего кембрия как в Алданском, так и в Анабарском массиве.

Нам следует теперь перейти к характеристике кембрия Прибайкалья и затем познакомиться с его изменениями по направлению к Енисею. Мы уже видели, что на западном побережье Байкала граница протерозоя и кембрия остается неясной из-за сходства пород обоих стратиграфических подразделений и отсутствия между ними несогласия.

В основание кембрия, повидимому, следует здесь поставить мотский ярус красноцветных песчаников; Коровин предполагает, что в районе с. Усолья на р. Ангаре они переходят в глины и мергеля со штоками каменной соли; выше мотских пород, мощность которых не более 75 *м*, залегают бодаринские слои (350 *м*), сложенные мерге-

листыми известняками. В сторону мощность их падает до 100 *м*. Усольский ярус представляет собой чередование серых и темных битуминозных известняков, глин и гипса. В этих отложениях, мощность которых достигает 300 *м*, встречаются *Olenoides Obrutschewi*, остатки червей и водорослей. Фауна указывает на средний кембрий. Балаганский ярус состоит из красных и серых песчаников с прослоями красных сланцев и глин; в нижней части встречаются прослои гипса. Мощность балаганских пород достигает 200 *м*; Маслов их относит к верхнему кембрию. Общая мощность кембрия в верхнем течении Ангары составляет около 900—925 *м*, что значительно меньше тех цифр, которые характеризуют мощность кембрия в районе Олекминска (около 4000 *м*). Возможно, что здесь сказалась близость Саяна. В северной части Прибайкалья наблюдались конгломераты, прислоненные к докембрию; являются ли они основным конгломератом нижнего кембрия либо прибрежной фацией среднего — установить затруднительно; последнее очень вероятно.

Вдоль Саяна мы видим разделение кембрия на те же литологические комплексы, о которых неоднократно говорилось выше.

На р. Ангаре, ниже Падунских порогов, нижний кембрий достигает мощности в 1000 *м* и состоит из доломитов, красных песчаников, пестроокрашенных песчаников и мергелей. В среднем кембрии развиты темные известняки и доломиты общей мощностью до 1200 *м*, а в верхнем — красные, желтые и лиловые песчаники (1250 *м* мощности). Вся кембрийская свита исключительно сложно дислоцирована, так что ряд свит стоит вертикально (см. фиг. 120, стр. 431).

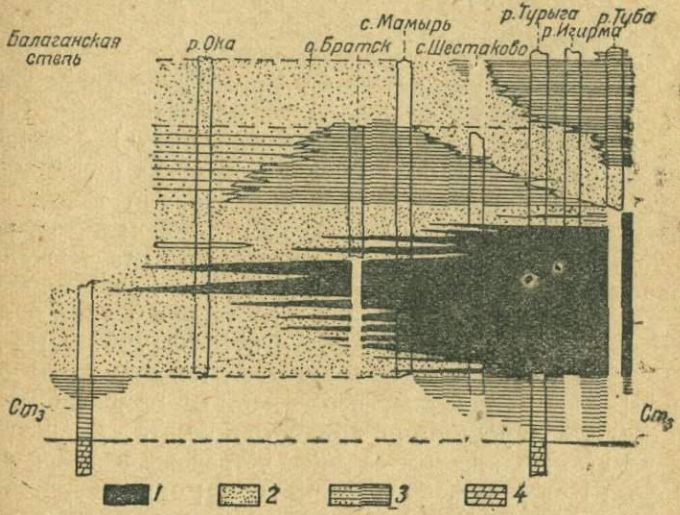
Таким образом, наиболее выдержанным горизонтом кембрия является свита среднекембрийских известняков. Отложения же нижнего и в особенности верхнего кембрия представляют очень большие местные различия, и характер фациальных комплексов является весьма пестрым и сложным. Кроме того, изумительна общая мощность кембрийских отложений, достигающая нескольких тысяч метров, что является парадоксальным при сопоставлении с их спокойным в большинстве случаев залеганием. В сторону Саяна и Енисейского массива мощность кембрия сильно падает. Кроме того, следует отметить полосу очень сильной дислоцированности кембрийских пород, которая проходит через низовья Ангары к Иркутску и заворачивает далее в сторону Олекминска; в этой зоне кембрий лежит в общем согласно на протерозое.

Кембрий выражен законченным литологическим циклом: внизу залегают прибрежные и лагунные отложения, в середине — породы обширного морского бассейна с нормальной соленостью, а вверху — частью прибрежные, частью озерно-лагунные образования.

Переходя к **силурийским** отложениям, мы видим сходную картину, но с несколько более резко подчеркнутыми чертами. Силур занимает на Сибирской платформе также очень значительное пространство; сплошное развитие его мы имеем в центральных частях платформы, чрезвычайно нам мало известной. Ближе к периферии он выходит только в синклиналях отдельными пятнами и полосами. Граница кембрия и силура очень неясная, так как красноцветные и пестроокрашенные глинистые образования верхнего кембрия переходят в такие же нижнесилурийские породы. К ним присоединяются известняки конгломератовидного характера, в которых в верх-

нем течении р. Нижней Тунгуски в низовьях р. Пеледуя (среднее течение Лены) и по р. Нюе найдена ордовичская фауна (*Orthoceras*, *Strophomena*, *Orthis honorata*, *Rhynchonella* и другие формы); мощность этого горизонта очень незначительна. На этих породах залегают пестроокрашенные мергеля и глины с волноприбойными знаками, а также гипс (220 *м*).

Готланд в бассейне Вилюя, по данным Ржонсницкого и Фришенфельда, представлен известняками, чередующимися с песчаниками; здесь были найдены *Calymmene Blumenbachi*, *Strophomena*,



Фиг. 123. Схема фациального развития кембро-силура в бассейне р. Ангары (по Маслову).

1 — известняковая фация; *2* — песчаная фация; *3* — фация красных глин и мергелей; *4* — доломиты среднего кембрия (Cm_3).

Favosites gothlandica, *Bumastus*. Эта фауна указывает на нижнюю половину готландских слоев. Подобная же очень богатая фауна найдена в переслаивающихся глинах и известняках по р. Оленеку.

В бассейне Ангары, по данным Маслова, существует очень сложное сцепление фациальных комплексов, что хорошо видно из прилагаемого рисунка (фиг. 123). Над балаганской красноцветной свитой верхнего кембрия залегают на юге пестроокрашенные песчаники, которые к северу в сторону устья Оки переходят в красные песчаники, переслаивающиеся с пестроокрашенными известняками. Эти отложения Маслов относит к верхам кембрия и низам силура. Несомненно нижнесилурийскими являются песчаники, которые в районе Братского, а также и в северном направлении сменяются красными глинами. Картина сложных фациальных взаимных переходов пород лагунного происхождения выявляется здесь очень ясно. Более верхние горизонты нижнего силура, по данным Коровина, слагаются песчаниками с нижнесилурийскими плеченогими.

По западной периферии платформы С. В. Обручев указывает в основании силура серые и пестроокрашенные известняки и доломиты, переходящие местами в ярко-и пестроокрашенные песчаники

общей мощностью в 200—300 *м*. Среди известняков и песчаников найдены *Lingula*, ракообразные, брюхоногие. Выше развиты те же пестроцветные доломиты и песчаники (350 *м* мощности) с мелкой фауной плеченогих и трилобитов. Верхнесилурийские отложения вдоль Енисея развиты только на севере (р. Курейка); они начинаются черными сланцами, кроющимися серыми известняками (2000 *м*) с кораллами и *Pentamerus Schmidti*, *Stromatopora*, *Halysites catenularia*. Выше располагаются красные глины и песчаники с остатками панцырных рыб (*Amphiaspis*); среди этого горизонта встречается гипс. Верхний силур имеется лишь на севере и далеко к югу не распространяется.

Несколько слов следует сказать о **девоне.**

Чрезвычайно полно выраженный в Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, он совершенно отсутствует в большей части Сибирской платформы; на Бахте и Курейке, нижних притоках Енисея, мы встречаем лилово-красные глины с прослоями красных песчаников, в которых был найден *Amphiaspis*, о чем мы говорили выше; иначе говоря, граница между верхним силуром и девоном очень неопределенна. Эти породы покрываются известковистыми песчаниками и известковистыми сланцами, богатыми кораллами; по мнению С. В. Обручева, мы имеем здесь средний и верхний девон. Обе свиты характеризуются мощностью от 500 до 1000 *м*. На р. Бахте на силурийских красных глинах залегают конгломераты с *Angarichtys hyperboraeus*. Очевидно, это — частью прибрежные, частью континентальные образования аридного климата. Девонские отложения в виде битуминозных сланцев встречены в покрышке (carrock, кэпрок) Нордвикской «соляной горы»; они, повидимому, пассивно вынесены на поверхность при сжатии соли; по мнению Урванцева, девон, возможно, распространен по всей площади Хатангской впадины, протягиваясь сплошной полосой от Курейки до Нордвика.

5. Тунгусская свита и сибирские траппы

Прежде чем переходить к описанию крайне своеобразных тунгусских отложений следует отметить, что на р. Курейке на зеленых песчаниках зеленого девона залегают **каменноугольные** известняки, сланцы и песчаники мощностью в 75 *м* с кораллами и *Spirifer tornacensis*, это указывает на существование здесь турнейского яруса. Они покрыты межпластовой интрузией траппов, выше которой залегает тунгусская свита **верхнего палеозоя,** чрезвычайно широко распространенная по всей Тунгусской впадине и переходящая на складчатый нижний палеозой на о. Диксоне и на Северной Земле.

Тунгусская свита представляет собой мощное континентальное отложение, среди которого только местами встречаются морские ископаемые. С. В. Обручев делит ее на две свиты — нижнюю, продуктивную, и верхнюю, туфогенную. Первая из них слагается белыми, серыми и желтыми рыхлыми песчаниками и песками, серыми глинами и пластами угля. Мощность угленосных пород определяется в 400—500 *м*, местами же она достигает 1500 *м*.

Туфогенная свита состоит преимущественно из вулканического материала, связанного с образованием траппов, о характере залега-

ния которых будет сказано дальше. Мы имеем здесь все переходы от вулканических брекчий до настоящих песчаников; все эти породы объединяются общим именем туффитов. Местами встречаются остатки растений в виде обугленных стволов. Мощность туффитов колеблется от 200 до 500 *м*, так что общая мощность тунгусской свиты достигает местами до 3000 *м*. Что касается ее палеонтологической характеристики, то из фауны мы имеем несколько видов *Anthracomya* — формы, встречающейся в верхнем карбоне. Кроме того, найдены *Spirifer*, близкий к *Sp. striatus* и *Spiriferina*, указывающие также на верхний карбон. Присутствие морской фауны следует объяснить временным проникновением моря в озера и болота, водворившиеся в Тунгусской впадине после ухода турнейского моря.

Из флоры отметим *Noeggerathiopsis cardiopteroides*, *Noeg. aequalis*, *Glossopteris angarica*, *Phyllotheca deliquescens*. Характер этой флоры определенно указывает на глоссоптериевый тип растительности. В связи с этим возраст тунгусских отложений определяется как каменноугольно-пермский. При этом получается определенная невязка с данными по фауне; такая картина наблюдается также и в Кузнецком бассейне. Известно, что характер эволюции флоры и фауны очень часто не параллелен. Последние работы в Тунгусском бассейне показали, что распространение тунгусских угленосных отложений не сплошное, а прерывчатое. Область развития их состоит из ряда изолированных друг от друга угленосных бассейнов, из которых наиболее крупными являются Нижнетунгусский, расположенный к востоку от Енисея, и Ербохоченский в верховьях р. Нижней Тунгуски и Чуны. В южных бассейнах угленосная свита захватывает не только верхний палеозой, но, повидимому, также триас и даже юру. На севере платформы, наоборот, угленосная свита имеет только верхнекарбоновый возраст.

Траппы представляют собой внедрение в тунгусские породы основной магмы, которая проникла в верхние части земной коры по трещинам и расколам. Большинство траповых тел образовалось в результате пластовых интрузий, которые внедрились в продуктивную свиту по плоскостям напластования; траппы занимают огромные пространства, будучи прослеженными на многие сотни километров. Очень возможно, как думает С. В. Обручев, что питание этих интрузивных тел происходило из нескольких источников. Центральная часть Тунгусского бассейна, покрытая эффузивными разновидностями траппов, представляет собою колоссальное лавовое поле общей площадью в 500 000 *км*^{2}. Траппы распространяются на юг до Саяна, а на севере уходят в Ледовитый океан; на востоке они достигают Анабарского массива и верховьев Вилюя. Пересекая пласты угля, траппы превращают его в графит.

Среди туффитовых пород интрузии траппов очень редки, что возможно, связано, с большой их массивностью и затруднительностью проникновения магмы в эти плотные образования.

Что касается до возраста траппов, то большинство их верхнепалеозойского возраста, так как имеются указания на покрывание их юрскими породами с основным конгломератом, лежащим на траппах. Однако, есть немногочисленные данные и иного характера: траппы прорывают юру, в туффитах встречаются двудольные растения. Из этого можно сделать вывод, что образование траппов про-

исходило преимущественно в верхнем палеозое, причем главная их масса проникла в тунгусские породы в доюрское время, и только местами мы можем предполагать и более молодые эффузии вплоть до третичного времени.

6. Морские и континентальные мезозойские отложения

Мезозой Сибирской платформы, выраженный главным образом юрскими породами, представлен тремя типами развития: морским, континентальным и, наконец, чередованием морских и континентальных отложений. Первый тип развития юры встречается исключительно на крайнем севере — в Хатангской впадине. Южнее, в бассейне Лены и Вилюя, мы имеем образования третьего типа. Что же касается чисто континентальных пород, главным образом угленосных, то наибольшая их площадь приходится на Канский и Иркутский угленосные бассейны, вытянутые полосой вдоль Восточного Саяна. На Алданской глыбе и в области Байкальской складчатой зоны юрские угленосные отложения приурочены к многочисленным грабенам северо-восточного простирания, о которых мы говорили в нашем тектоническом очерке.

Начнем с морской юры севера и поневоле будем кратки ввиду весьма малого количества сведений, имеющихся в нашем распоряжении.

Доставленная оттуда фауна указывает на 1) средний лейас (*Amaltheus margaritatus*, *Phylloceras hebertinum*, *Belemnites Tolli*), 2) нижний келловей (*Cadoceras Elatmae*), 3) оксфорд (*Cardioceras cordatum*) и 4) нижневолжский ярус (*Belemnites magnificus*).

Таким образом, мы имеем здесь наличие лейаса в северном развитии — факт, до сих пор нам не встречавшийся, так как лейасовой трансгрессии на севере в более западных частях СССР не отмечено. Впоследствии мы увидим, что указанный факт легко может быть объяснен историей развития Верхоянской геосинклинали. Келловей и оксфорд имеют обычный бореальный характер, но с большим количеством местных форм. Не менее типично для арктической юры присутствие нижневолжских отложений с крупными белемнитами. Юрская фауна была собрана у устья р. Хатанги и Анабары экспедицией Толля и Толмачева; она была также доставлена с островов Преображения и Бегичева. Южнее, в районе Анабарского массива, обнаружены светлые аркозовые песчаники с остатками растений, заключающие прослои каменного угля. Кузнецов относит эти отложения к доггеру и мальму. Кроме того, по р. Тюнг существуют также и морские образования с *Hinnites lenaensis*, *Pseudomonotis echinata* (средняя юра). Они кроются слоями с флорой. Восточнее, вблизи устья Лены, найдены были среднеюрские отложения с *Macrocephalites Izhmae* (бат). Можно думать, что в районе Хатангской впадины и прилегающих к ней районах юра в морском развитии присутствует в более или менее полном виде, распространяясь по впадине вплоть до Енисея.

Другая область юрских отложений находится много южнее, в бассейне Вилюя. Фришенфельд указывает в основании юры, залегающей здесь непосредственно на силуре, грубые песчаники и кон-

гломераты с остатками растений. Выше располагаются маломощные глины с морской фауной, относящиеся, повидимому, к доггеру; они покрываются песчано-глинистыми породами с прослоем фосфоритового песчаника с мало характерной фауной (*Hinnites lenaensis*, *Inoceramus Lopatini*). Фришенфельд считает эту толщу верхнеюрской. Кроется она песчано-глинистой толщей с прослоями угля, возраст которой определяется как верхнеюрский или нижнемеловой.

В других местах бассейна Вилюя в верхней угленосной толще были найдены юрские растения (*Cladophlebis haiburnensis*), в средней же юре встречается обильная фауна белемнитов, плеченогих, двустворок, а из аммонитов *Ludwigia Murchisonae* — руководящая форма ааленского яруса.

Мы теперь обратимся к рассмотрению континентальных юрских отложений южной части Сибирской платформы. Но прежде чем сообщать соответствующий фактический материал, следует несколько отклониться в сторону и привести общие принципы стратиграфии континентальных мезозойских отложений, так как деление последних, делаемое по флоре, отличается от обычно принятого расчленения мезозоя по морской фауне. В этом отношении мы будем следовать Криштофовичу, лучшему нашему знатоку мезозойских флор Азии.

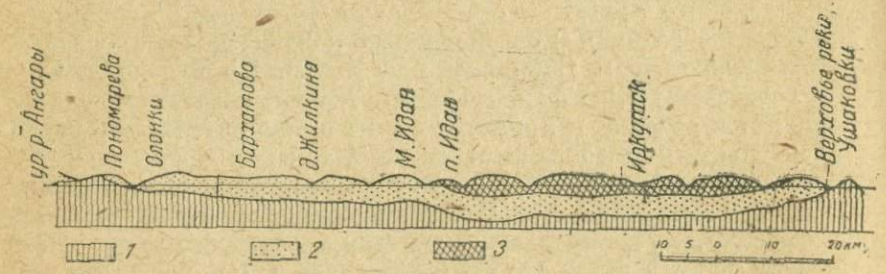
Следует иметь в виду, что все континентальные отложения Северной и Восточной Азии объединяются обычно в **ангарскую** свиту; сюда входят все породы с флорой от среднего карбона до плиоцена. Палеозойские флоры получили название тунгусских, триасовые и юрские — байкальских, меловые — сахалинских, кайнозойские — тургайских. У палеоботаников есть склонность называть ангарскую свиту системой, а приведенные выше палеофлористические подразделения отделами, которые они, в свою очередь, делят на ярусы. Если можно согласиться с последним, то их «системы» и «отделы» не могут быть, естественно, приняты, так как они противоречат общей стратиграфической номенклатуре.

Что касается до тунгусской флоры, то мы на ней останавливаться не будем — это знакомая уже нам глоссоптериевая флора (*Noeggerathiopsis*, *Gangamopteris*, *Phyllotheca*) в сопутствии форм западно-европейского происхождения (*Ullmannia*, *Callipteris*, *Pecopteris*).

Байкальская свита, захватывающая триас, юру и неоком, может быть разделена по флоре на ряд ярусов. Внизу мы имеем уссурийский ярус (нижний и средний триас) с *Pleuromeia* и *Thinnfeldia* — флорой ксерофитов аридных областей. Монгугайский ярус занимает верхний триас, рэт и начало лейаса. Флора представлена папоротниками, родоначальниками юрской флоры (*Neocalamites*, *Hausmannia ussuriensis*, *Taeniopteris*). Вышерасположенный иркутский ярус соответствует остальной части лейаса. Мы встречаем здесь очень обширно распространенные сообщества папоротников и голосемянных — *Cladophlebis haiburnensis*, *Ginkgo digitata*, *Pityophyllum Nordenskioldi*, *Czekanowskia rigida*.

Амурский ярус (доггер) заключает *Coniopteris burejensis*, *Taeniopteris amurensis*. Никанский ярус соответствует мальму и неокому и характеризуется внизу *Equisetites burejensis*, а вверху появлением первых покрытосемянных *Aralia lucifera*.

Сахалинская свита подразделяется на айнуйский, гиляцкий, орочонский и цагаянский ярус. В первом мы имеем верхнеиканские формы с *Aralia*, *Weichselia*, он соответствует апту и альбу. Гиляцкий ярус в общем совпадает с сеноманом и туроном; флора характеризуется присутствием покрытосемянных (*Nillsonia*, *Aralia*, *Populus arctica*). В орочонском ярусе (верхний турон, частью сенон) — теплолюбивая флора с *Viburnum*, *Platanus*. Цагаянский ярус соответствует в общем датскому — здесь мы видим первые признаки появления арктотретичной флоры (*Taxodium distichum*, *Ginkgo adiantoides*, *Libocedrus*, *Sequoia*. О кайнозойских флорах мы будем иметь случай говорить в следующих главах.



Фиг. 124. Геологический разрез Иркутского бассейна (по Жемчужникову).
— доломитовые известняки (Cm_2); 2 — нижняя свита юры; 3 — верхняя свита юры.

Иркутский бассейн, протягивающийся на несколько сот километров вдоль Восточного Саяна, сложен континентальными породами до 400 *м* мощности; в нем Жемчужников и Коровин выделяют внизу черемховскую толщу [1], образованную песчаниками и сланцами и слоями каменного угля (фиг. 124). Она кроется бархатовской толщей, в которой развиты песчаники и сланцы, а также каменные угли. Верхняя толща носит название иркутской или суховской и состоит из песчаников и глин с незначительными прослоями угля. Нужно отметить, что эти толщи залегают в различных частях бассейна, и поэтому у нас нет уверенности в действительной их последовательности и в отсутствии явлений горизонтальных замещений. Из растительных остатков, собранных в Иркутском бассейне, следует назвать *Cladophlebis haiburnensis*, *Ginkgo digitata*, *Czekanowskia rigida*, *Pityophyllum longifolium*. Общий тип флоры—, преобладание хвойных над папоротниками и гинкговыми — дает возможность Криштофовичу определить возраст иркутской юры в пределах иркутского и амурского ярусов (лейас-доггер) с уклоном в сторону первого, ввиду находки в суховских слоях папоротника *Clathropteris*.

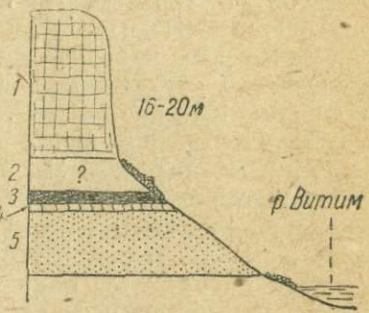
В пределах Байкальской складчатой зоны существует ряд угленосных бассейнов, расположенных в узких прогибах и частично перекрытых докембрием по линиям крупных разломов. Мы здесь

[1] Подразделения Иркутского бассейна носят название ярусов. Это для нас неприемлемо, так как ярусами мы уже назвали крупные подразделения ангарской свиты, характерные своими палеофитологическими особенностями.

имеем отложения разнообразных озер, представленные песчаниками, конгломератами и углями. Мощность угленосных пород определяется в несколько сот метров. Возраст этих отложений в настоящее время склонны повышать, считая их никанскими (нижний мел); обычно же их относят к юре.

Подобного же рода континентальные образования развиты по р. Витиму, где они прикрыты базальтом и заключают песчаные мергеля с пресноводной фауной и насекомыми (фиг. 125). На Алданском плато в бассейне р. Томмота Билибин описывает 450 *м* аркозовых песчаников и 250 *м* конгломератов; эти породы кроются черными сланцами (90 *м*) и аркозовыми песчаниками (110 *м*).

Морские **меловые** отложения встречаются исключительно в Хатангской впадине и принадлежат нижнему мелу. Здесь была найдена фауна валанжина: *Tollia Tolli*, *Aucella bulloides*, *Inoceramus lineatus*. Бореальный готерив представлен находками *Polyptychites*, *Eurypytychites*, *Simbirskites*. В низовьях Оленека развиты черные сланцы с *Inoceramus retrorsus*, *Leda nuda*, *Pecten Lindströmi*, кроющиеся светлыми песчаниками с *In. retrorsus*, *Aucella Keyserlingi*, *Aucella crassicolis*. Эти слои следует относить также к валанжину.



Фиг. 125. Юрские отложения на р. Витиме (по Герасимову).

1 — базальт; *2* — осыпь; *3* — черные горючие сланцы; *4* — песчаные мергеля с пресноводной фауной; *5* — грубые песчаники.

Огромное распространение имеют нижнемеловые угленосные породы, занимающие весь бассейн Лены от Якутска до ее устья и бассейн Вилюя; эта свита здесь является продолжением пресноводных отложений мальма. Она сложена белыми и желтыми песчаниками и песками с конкрециями бурого железняка, сферосидерита и пирита, с прослоями глин и угля. Из флоры отметим *Asplenium whithiense*, *Dicksonia gracilis*; местами на крайнем севере встречаются также и морские ископаемые (*Inoceramus retrorsus*, *Aucella volgensis*, *A. Lahuseni*), определяющие валанжин.

Верхнемеловые отложения — как морские, так и континентальные — на Сибирской платформе неизвестны.

7. Кайнозой

Морские отложения палеогена и неогена отсутствуют на Сибирской платформе. К континентальным образованиям **третичного** времени следует относить пески, песчаники и глины с прослоями бурого угля и лигнита в Канском районе, лежащие на размытой поверхности угленосной юры. По южному берегу Байкала развиты песчаники, конгломераты и глины с пластами бурого угля и залежами нефти. Они заключают из флоры *Carpinus grandis* и *Trapa borealis*, а из фауны *Paludina* и *Hydrobia*. Возраст этих отложений определяется как миоцен. Огромная мощность их, доходящая до 3000 *м*, говорит об условиях длительного прогибания, продолжающегося и доныне.

Четвертичные отложения Хатангской впадины выражены осадками бореальной трансгрессии, перекрывающими моренные накопления; последние чрезвычайно широко развиты на севере и распространяются по водоразделам на юг до р. Подкаменной Тунгуски. Существуют указания на наличие ледниковых отложений в Прибайкальском районе. Кроме того, следует отметить мощные террасовые образования по крупнейшим рекам — Енисею, Ангаре, Лене, Алдану. Особенностью района является широкое распространение вечно мерзлой почвы.

8. История развития Сибирской платформы

Начало геологической истории Сибирской платформы теряется в далеких временах юности земли. Мы отмечаем отложение каких-то совершенно неузнаваемых ныне осадков, превращенных в гнейсы и кристаллические сланцы. Мы отмечаем весьма значительные погружения в недрах первичных геосинклинальных ареалов и сильнейший метаморфизм. Мы отмечаем наконец, мощное складкообразование главным образом северо-западного направления и интенсивнейшие гранитные интрузии. Ни о какой палеогеографии архея, естественно, не может быть и речи. Орогенез создал горные системы, остатки которых мы находим в Анабарской и Алданской глыбах.

За орогенезом последовало крайне продолжительное денудирование, в течение которого архейские горные системы были уничтожены. После этого начались протерозойские прогибания геосинклинального типа между оставшимися древнейшими гранито-гнейсовыми массивами. Мы можем себе представить геосинклинальную зону, занявшую большую часть бассейна Енисея и прошедшую между обеими архейскими глыбами. В геосинклинали существовало море, берега которого нам неизвестны, возможно лишь, что обе глыбы не были покрыты протерозойским морем. Эта суша получила от Чуракова название «Протеро-Сибири», юго-западную границу ее он проводит от верхнего течения Хатанги через верхнее течение Нижней Тунгуски, устье Витима и верховья Алдана. Вряд ли, однако, эта «Протеро-Сибирь» представляла собою единую сушу и не была разделена морем в области крупного прогиба на Лене и Вилюе. Во всяком случае Алданская и Анабарская глыба были теми ядрами, вокруг которых нагромождались последующие складки. Судя по существованию сильно метаморфических пород в сибирском протерозое и по наличию горизонтов несогласного залегания, можно предполагать в протерозое неоднократное складкообразование. Оно характеризуется вполне определенным распространением. Именно, на западе складки имеют меридиональное простирание (енисейское), которое на юге уклоняется к юго-востоку (саянское направление) и затем к северо-востоку (байкальское). Эти направления указывают на обтекание складками архейских массивов с запада и юга. В районе бассейна Лены, в низовьях Чары и Витима складки делают резкий изгиб с выпуклостью, направленной к северу, что следует объяснить влиянием Алданской глыбы. Изгиб этих протерозойских простираний ясно чувствуется в громадной излучине Лены между Киренском и Олекминском.

Итак, мы имеем следующие факты, определяющие дальнейший ход развития Сибирской платформы; отдельные ее участки были консолидированы еще в архее и, естественно, почти не поддавались прогибанию, другие были стабилизованы в протерозое и испытали новое погружение уже в кембрии. Таким образом, складчатый фундамент платформы создавался в архее и протерозое, причем значительные ее части вступили в палеозой, сохраняя еще геосинклинальный режим. Это Ангаро-Ленская и Байкальская зоны, захваченные каледонским орогенезом, так что Байкальское нагорье, тот именно район, который Зюссом и Обручевым именуется «древним теменем Азии», является в сущности областью платформы, позднее всего подвергшейся консолидации.

В отличие от Русской платформы, в особенности ее западной части, консолидировавшейся в середине протерозоя, Сибирская сохранила геосинклинальное состояние еще в нижнем палеозое. Таким образом, фундамент Сибирской платформы является более молодым, чем в Русской, что и наложило очень отличительный отпечаток на всю ее дальнейшую судьбу, сделав ее очень подвижной в течение всего палеозоя.

В начале кембрия море, существовавшее только, повидимому, в зоне Ленско-Ангарской геосинклинали, распространяется очень широко, что заставляет думать о крупном ее прогибании, соединенном с весьма значительными подвижками; это вызвало в мелком море появление засоленных лагун и обширных пространств побережий. Море при этом распространилось также и на область байкальских складок, не захватив, однако, архейских массивов.

Таким образом, в нижнем кембрии мы имеем продолжающееся прогибание Ленско-Ангарской геосинклинальной зоны и широкое распространение морского режима на три четверти Сибирской платформы, причем море захватывает также и всю Байкальскую складчатую зону. Морской режим перемежался с лагунным в условиях аридного климата, а с конца нижнего кембрия мы видим стабилизацию морского режима. Море распространяется до подножия Саяна и перекрывает Алданскую и Анабарскую глыбы, испытавшие при этом некоторое, не особенно большое, опускание. Дальнейшая история кембрия заключалась в том, что произошло общее поднятие, выразившееся в почти полном исчезновении моря и замене его лагунным и соленоозерным режимом — отлагаются пестроцветные породы, гипс, каменная соль. Это общее поднятие имеет, вероятно, связь с теми движениями, которые всюду намечаются в верхнем кембрии и которые мы знаем под именем «салаирской» фазы. В последнее время появляются сообщения о том, что внутри кембрия, особенно в бассейне Лены и Витима, наблюдаются явления несогласного залегания, которые свидетельствуют о значительных кембрийских движениях, отмечаемых также и для окрестностей Кузнецкого бассейна.

Лагунно-озерный режим продолжается и в ордовиции, но здесь уже появляются следы существования моря в виде прослоев с морскими ископаемыми. Погружение достигает своего максимума к концу ордовиция и в первой половине готланда. Мы можем установить, что район прогиба значительно сместился — он передвинулся к северо-западу и приобрел характер уже чисто платформенного. Существовавшая же в кембрии Ленско-Ангарская геосинкли-

наль сделалась ареной складкообразования средней интенсивности, что выражалось в отсутствии интрузий и в сравнительно простых формах складок, осложненных небольшими перебросами. У нас нет сомнения, что мы имеем дело с складкообразованием каледонской эпохи, но мы не знаем, к какой его фазе следует отнести эти движения. В Байкальской зоне этот процесс шел значительно интенсивнее и сопровождался появлением сжатых складок, интрузий и следов напряженного вулканизма. Нам следует подчеркнуть, что каледонскими движениями закончился процесс становления платформы, которая с конца силура окончательно консолидировалась, но степень ее жесткости оказалась, естественно, очень различной, судя по тому, имеем ли мы дело с архейскими глыбами или же с зоной каледонской складчатости. Стабилизация платформы сопровождалась общим ее поднятием и регрессией моря в девоне, которое сохранилось лишь на западной и северной ее окраинах. Нужно отметить, что регрессии палеозойских морей происходили в северо-западном направлении; это позволяет думать, что платформа наклонялась по оси, параллельной Байкальской зоне. Обратно — всякое наступание моря на платформу шло с северо-запада к юго-востоку; это заставляет предполагать, что наибольшей тенденцией к поднятию отличалась Байкальская зона, а наименьшей — область нижнего течения Енисея. В связи с таким положением дела мы имеем, правда, слабую трансгрессию второй половины девона в этой последней местности; то же нужно сказать и о турнейском наступлении моря. В середине карбона обособляется огромная Тунгусская впадина, покрывающаяся сетью озер и болот, в которых в условиях влажного, но умеренного и даже холодного климата отлагаются глинисто-песчаные породы и накапливается углистое вещество. Изредка в эти болотные пространства врывается море, затапливая тонким водным слоем болота и озера на очень короткое время. Герцинская складчатость, происходившая в Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, вызвала на платформе слабые изгибы слоев тунгусской свиты и сбросы. Верхний палеозой отличается на Сибирской платформе образованием траппов; явление это чрезвычайно любопытно и на советской территории нигде более не известно. Причины столь обильного излияния лав для нас еще очень мало понятны. Очевидно, мы имеем дело с мощными расколами платформы, дошедшими до очагов базальтовой магмы. Всякие расколы какого-либо твердого тела объясняются двумя типами приложения сил: либо имеют место растяжение тела и в конечном счете разрыв его, либо происходит сжатие его, обусловливающее систему расколов. При растяжении какого-либо участка земной коры всегда наблюдается его прогибание и превращение его в неустойчивую зону, отличающуюся мощным накоплением осадков. Ничего подобного нет на Сибирской платформе, и поэтому скорее всего следует отнести эти расколы за счет ее сжатия в момент максимального разрешения тектонических напряжений, зона развития которых охватывает платформу со всех сторон. Таким образом, стало происходить раздробление платформы, но излившаяся базальтовая магма спаяла отдельные ее глыбы снова в одно целое, придав ей большую жесткость и укрепив ее жилами, пластами интрузивов и лавовыми покровами. Так, уменьшение прочности платформы привело к обратным результатам: плат-

форма получила гораздо большую устойчивость и в дальнейшем подвергается весьма малым прогибаниям. В самом деле, юрская и нижнемеловая трандрисии занимают лишь Хатангскую впадину и временами проникают в Вилюйскую. Механизм этих движений нам более или менее понятен: они захватывают части платформы вне жестких архейск глыб и вне области распространения траппов, т. е. участки, наименее консолидированные; нам неизвестна структура основания Хатангской впадины, в образовании же фундамента Вилюйской принимаюу участие, повидимому, каледонские складки. Иначе говоря, здесь платформа имеет наиболее молодой возраст. Кроме того, следует отметить, что оба района развития морского мезозоя прилегают к Верхоянской геосинклинали, испытывавшей в триасе и юре значительное погружение, что, очевидно, и вызвало трансгрессию моря в наиболее слабые участки Сибирской платформы. Нужно иметь в виду, что вся полоса вдоль Лены, занятая мезозойскими породами, имеет характер предгорной впадины Верхоянского сооружения и как таковая создалась, несомненно, в юре и мелу.

Следует упомянуть, что наибольшее развитие морского покрытия имело место в Хатангской впадине, тогда как в Вилюйской морской режим существовал лишь в ааленский век и в валанжине, в остальное же время впадина была занята озерами и болотами с богатой растительностью; последнее привело к образованию слоев каменного угля.

К мезозою же относится опускание узкой полосы вдоль Саяна, связанное, повидимому, с соответствующим поднятием последнего. Кроме того, и в байкальском направлении мы имеем систему весьма значительных прогибов, омолодивших древние байкальские простирания. Все они происходили одновременно с поднятиями древних складчатых зон и были заняты озерами, заполнявшимися продуктами разрушения соседних возвышенностей. Здесь шло интенсивное углеобразование за счет лесов папоротников, хвойных и гинкговых.

Мезозойские тектонические движения выразились в слабом смятии угленосных свит и возобновлении опусканий в системах грабенов, путем надвигания на них соседних массивов, а также и в проявлении соляной тектоники особенно в Хатангской впадине. В следующей главе мы покажем, что эти взбросы и надвиги явились результатом очень крупных орогенических проявлений тихоокеанской складчатости в соседней Монголо-Охотской геосинклинали.

С валанжина Сибирская платформа перестала затрагиваться морскими трансгрессиями — она сделалась центром огромного материка. Мы видим лишь накопление местами пресноводных отложений, и то в очень небольшом количестве. В неогене возобновляются весьма крупные опускания в Прибайкалье, что вызывает очень мощные накопления озерных образований; очевидно, подобные погружения привели к зарождению современного Байкала. В альпийскую эпоху произошло весьма значительное надвигание Восточного Саяна на угленосную юру, относящееся, повидимому, к разряду движений яксартского типа. Оно имело место и в Прибайкалье. Байкальская впадина испытала новое опускание, которое продолжается и до сих пор. Одновременно с этим произошло поднятие Байкальской зоны, рельеф которой стал усиленно омолаживаться

в виду значительного понижения базиса эрозии. Вся платформа испытала пенепленизацию со времени окончания излияния траппов, т. е. в течение исключительно продолжительного континентального периода. Новейшие поднятия, особенно ее южной части — движения, не затухшие и в настоящее время, вызвали глубокое врезание речных долин и рассечение пенеплена на систему эрозионных хребтов и плоскогорий.

На крайнем севере платформы в четвертичное время возникло очень крупное грабенообразное опускание, ставшее районом проникновения бореальной трансгрессии. Нельзя упустить из виду, что в четвертичное время платформа подверглась весьма значительному оледенению. Наконец, следует отметить, что Прибайкалье до сих пор является весьма неустойчивой областью; об этом говорят и сейсмическая деятельность этого района, и опускание берегов Байкала, и очень молодые излияния базальтов, покрывающих аллювий.

9. Этапы образования полезных ископаемых

Магматическая деятельность докембрийских времен, несомненно, вызвала к жизни ряд металлических полезных ископаемых. Однако, малая еще изученность докембрийских вулканических циклов и возможность проявления более поздней магматической деятельности не позволяют точно установить время образования тех или иных руд.

В первую очередь следует упомянуть з о л о т о, которое мы имеем в кварцевых жилах и преимущественно в россыпях, в пределах Енисейского кряжа, в бассейне Лены, Витима и в особенности Алдана, где они образовались при палеозойских и, главным образом, мезозойских интрузиях. Руды ж е л е з а встречаются довольно редко и не характерны для сибирского докембрия. Руды цветных металлов играют сравнительно незначительную роль.

Полезные ископаемые нижнего палеозоя исключительно нерудные. Из них отметим нижнекембрийскую к а м е н н у ю с о л ь на р. Ангаре у с. Усолья. К верхнему кембрию относятся штоки соли на р. Кемпендзяе, а также месторождения г о р ю ч и х с л а н ц е в в бассейне Вилюя; в нижнем палеозое мы имеем ряд месторождений б и т у м о в и н е ф т и. С о л я н а я сопка у бухты Нордвик связана с силурийскими отложениями. Битуминозные породы хатангского девона могут содержать значительные количества нефти. Кроме того, с различными горизонтами нижнего палеозоя связаны месторождения г и п с а.

Верхний палеозой характеризуется образованием к а м е н н ы х у г л е й на огромном пространстве Тунгусского бассейна, а также появлением т р а п п о в, представляющих весьма важный материал для каменного литья. Воздействие траппов на каменный уголь создало богатейшие месторождения г р а ф и т а на р. Курейке.

В юре мы имеем прослой ф о с ф о р и т о в в бассейне Вилюя и огромное у г л е о б р а з о в а н и е. Иркутский бассейн является одним из крупнейших в СССР угленосных бассейнов, исключительно удобно расположенным вдоль Сибирской ж. д. Много угля также и в мелких бассейнах Байкальского нагорья. Нижнемеловой Лен-

ский угленосный бассейн занимает огромное пространство, но почти еще не изучен. В кайнозое мы также имеем у г л и, но исключительно б у р ы е, а по берегу Байкала находятся месторождения н е ф т и.

Таким образом, наибольшее количество полезных ископаемых Сибирской платформы относится к разряду каустобиолитов, что вполне соответствует ее по большей части континентальному развитию.

III. МОНГОЛО-ОХОТСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ СООРУЖЕНИЕ

1. Общий очерк тектоники

Под именем Монголо-Охотского складчатого сооружения мы будем понимать область, расположенную между Сибирской платформой и берегом Японского моря; этот район в нашем описании ограничивается на юге Амуром и Уссури. На самом же деле, к области Монголо-Охотского складчатого сооружения принадлежит вся Центральная Азия от Алтая и Саяна до Куэнь-луня и р. Хуан-хэ. К нему же относится Большой Хинган и складчатые цепи Манчжурии. Следует отметить, что термин «Монголо-Охотское сооружение» весьма условен, так как эта тектоническая область включает, повидимому, весьма разнообразные элементы. Поэтому его следует понимать как сборное обозначение различных тектонических единиц бассейна Амура.

Мы в свое время говорили, что складки Урало-Тянь-шаньского сооружения уходят на китайскую и монгольскую территорию, принимая при этом широтное простирание и проходя между Сибирской платформой на севере и Китайской на юге. Восточнее меридиана Байкала складки начинают изменять свое направление на северо-восточное, слагают восточное Забайкалье, Большой и Малый Хинган и достигают Охотского моря в районе Удской губы и устья Амура. Наиболее восточными ветвями этого тектонического элемента являются складки Сихотэ-алина, протягивающегося по берегу Японского моря от Владивостока к устью Амура. На северо-востоке монголо-охотские складки обрываются недавним опусканием Охотского моря и перекрываются Восточно-Азиатской складчатой зоной о. Сахалина. Нам придется по рассмотрении тектоники Восточного Саяна и Хамар-дабана перейти к оригинальной структуре восточного Забайкалья и сообщить о строении Малого Хингана и Сихотэ-алина. Нужно иметь в виду, что эта область — советский Дальний Восток — изучена весьма слабо, о чем говорит, например, факт находок мезозойской морской фауны в породах, относившихся прежде к докембрию, перевод пород р. Амгуни из юры в палеозой и обратно и т. д. Вполне естественно, что при таком положении дела наши структурные представления об этом районе очень шатки. Мы в сущности делаем первые шаги в деле познания геологического строения Дальнего Востока.

Начнем с Восточного Саяна. Этот хребет чрезвычайно еще мало нам известен; в последнее время ему посвящена сводная работа Молчанова, согласно которой Восточный Саян дислоцирован в северо-западном направлении в протерозое. Нижний палеозой лежит на нем несогласно и дислоцирован значительно слабее; но простирания имеют несколько иное направление, так как в Китайских

альпах наблюдаются также и байкальские простирания. Продолжением Восточного Саяна к востоку служит Хамар-дабан, складки которого имеют уже вполне отчетливое северо-восточное направление. Особенностью обоих хребтов является их очень значительное глыбовое поднятие в альпийскую эпоху, вознесшее древние деструкционные поверхности на очень значительную высоту. Одновременно с этим оба хребта испытали своеобразное надвигание на север в сторону Сибирской платформы, перекрыв при этом слабо складчатую угленосную юру вдоль всей северной их периферии. Нужно также отметить наличие чрезвычайно большого надвига докембрия на юру в районе Иркутска, где докембрий образует нечто вроде покрова. Эти явления считаются Тетяевым за покровы альпийского типа, что дает ему повод говорить о шарриажах исключительно гигантского характера и относить Саян и Хамар-дабан к зоне альпийской складчатости. На самом же деле, мы имеем здесь дело только с очень крупными глыбовыми движениями древних складчатых массивов. Одним словом, здесь картина сходна с той, которая описана нами на предыдущих страницах для Средней Азии, но отличается от нее некоторыми своеобразными чертами.

В предыдущей главе указывалось на наличие в бассейне Олекмы и Витима каледонских складок, перекрывающих протерозойскую структуру. Эта последняя может быть прослежена, по словам Билибина, к югу от Алданской глыбы, на которую она надвинута, по молодым разломам, служившим путями проникновения послеюрских гранитов. На востоке между Алданской глыбой и Охотским морем прослеживаются палеозойские складки, они уходят вблизи Аяна под тихоокеанскую структуру Верхоянского сооружения.

Складки Алтая и Саяна сложены метаморфизированным палеозоем, образующим сильно разломанный Гобийский массив, проникнуты громадными мезозойскими интрузиями и подверглись новейшим глыбовым поднятиям. К востоку они переходят в складки восточного Забайкалья, особенности тектоники которого, т. е. бассейна Аргуни, Шилки, Онона, Ингоды и Газимура, являются крайне замечательными. Работами Тетяева, Преснякова, Шейнмана и других геологов было установлено наличие в этой области, в которой в прежнее время находили лишь докембрий и отчасти палеозой, морского триаса, юры и мела, в высшей степени дислоцированных. Были обнаружены крупные горизонтальные передвижения, что дало повод Тетяеву и его школе утверждать существование огромных региональных альпийских шарриажей в северную сторону. Тетяев считал возможным допускать, что весь морской мезозой от Троицкосавска до берегов Охотского моря является шаррированным на расстояние свыше 1500 *км*. Более того, он высказывал предположение, что и докембрий более северных частей Забайкалья представляет собою гигантский шарриаж, перекрывший собою всю угленосную юру, которую ранее считали лежащей в грабенах. Последующие работы не подтвердили воззрений Тетяева, и даже его ученики вынуждены были признать, что региональные шарриажи отсутствуют и что тектоника восточного Забайкалья, хотя и имеет очень сложный вид, изобилующий горизонтальными перемещениями, однако, не носит того выходящего из ряда вон характера, который был нарисован Тетяевым.

В действительности, мы должны признать, что от верховьев р. Онона к низовьям Аргуни протягивается неширокая полоса мезозоя, представленного весьма разнообразными фациями от морских до континентальных, которые отличаются очень большой мощностью, не вызывающей сомнения в геосинклинальной природе этой полосы. Вся она оказывается чрезвычайно энергично дислоцированной в виде системы надвигов и покровов, прорванных гранитами. Новейшие детальные съемочные и разведочные работы показали, что многие покровы являются системами надвинутых друг на друга чешуй (фиг. 126).



Фиг. 126. Схема тектоники Восточного Забайкалья (по Шейнману).

1 — метаморфические сланцы; *2* — пермь; *3*—триас; *4* — мезозойский гранит.

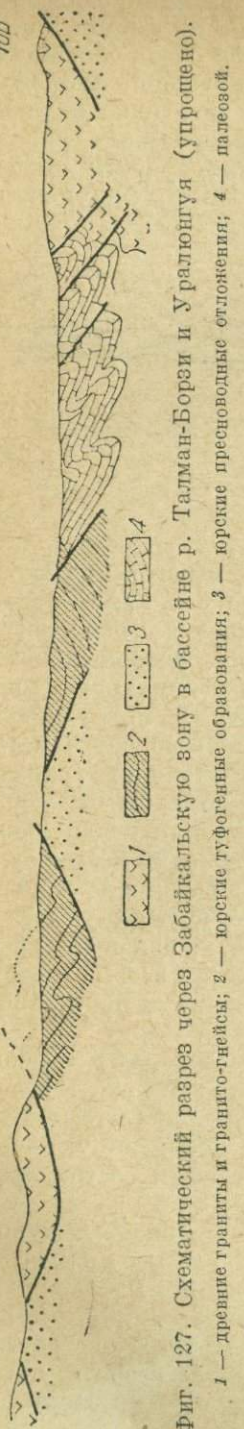
Шейнман считает возможным выделить в мезозойской складчатой зоне три полосы, отличающиеся, по его словам, характером свойственной им тектоники. В северной полосе большое развитие имеют древние метаморфические породы и пресноводный мезозой; ей свойственны простые складчатые формы и обилие разломов, сопровождаемых большим количеством гранитных интрузий. Центральная полоса характеризуется присутствием морского мезозоя, лежащего на древних складчатых массивах и прорванного гранитами. Тектоническая структура выражается в виде системы надвигов и покровов, распадающихся на ряд чешуй. Явления надвигания направлены в северную сторону; о мощности движений можно судить, во-первых, по тому, что в мезозое, главным образом в юре, развиты очень различные фации, которые соприкасаются друг с другом исключительно по тектоническим линиям; во-вторых, обращает на себя внимание, что надвиги очень значительны, так что весьма часто различные древние метаморфические свиты на обширных пространствах перекрывают мезозой (фиг. 127).

Южная полоса аналогична северной — преобладают пресноводный мезозой и сравнительно простые формы складчатости. В то время как северная полоса постепенно переходит в древний массив Забайкалья, южная имеет такое же отношение к Гобийскому массиву, простирающемуся в сторону Большого Хингана и состоящему из системы палеозойских складок.

Таким образом, вместо региональных шарриажей, приуроченных к геосинклинальной зоне первого порядка, мы имеем узкую складчатую полосу, зажатую между Байкальским и Гобийским массивами. По мнению Шейнмана, она направляется к юго-западу, в сторону Кентея, где в верховьях р. Онона и Ингоды встречаются мезозойские ископаемые. Далее на восток полоса мезозоя, повидимому, суживается и исчезает, не доходя до Улан-Батора. Получается узкий клин мезозойского прогиба, внедряющийся в область древней

складчатости; его продолжением служат уже не складчатые формы, а мощные расколы Гобийского массива.

В вертикальном разрезе эта оригинальная складчатая зона представляется в следующем виде. Существует или нет каледонская складчатость, пока неизвестно. Герцинские складки выражены более или менее ясно, причем наблюдается несогласное залегание между пермскими и нижнекаменноугольными отложениями. Пермь очень тесно связана с триасом, который слабо несогласно покрывается юрой. Эта последняя дислоцирована чрезвычайно энергично, причем движения сопровождались гранитными интрузиями, прорывающими юрские породы. Наиболее крупные движения, вызвавшие образование надвигов и покровов, должны быть отнесены к нижнему мелу или к верхам юры. Таким образом, андийская складчатость имела здесь характер альпинотипного орогенеза, причем в зонах, примыкающих к древним массивам, она принимает германотипный характер. Континентальные третичные отложения района Борщевочного хребта затронуты дислокациями очень слабо. Это заставляет нас признать, что максимум тектонического напряжения приходится на андийский или австрийский орогенез, тогда как альпийские движения оказываются довольно незначительными. В дальнейшем мы увидим, что указанные движения всюду на востоке Азии имеют весьма мало интенсивный характер за исключением островных дуг и Камчатки. Это обстоятельство вполне оправдывает, а для восточной Азии делает совершенно необходимым отделение мезозойской складчатости — тихоокеанской от кайнозойской альпийской, на чем особенно настаивают китайские геологи. Мы уже неоднократно отмечали значение мезозойской складчатости на Кавказе, Памире, но забайкальские ее проявления отличаются особым размахом и особою напряженностью, с какими мы еще не сталкивались.



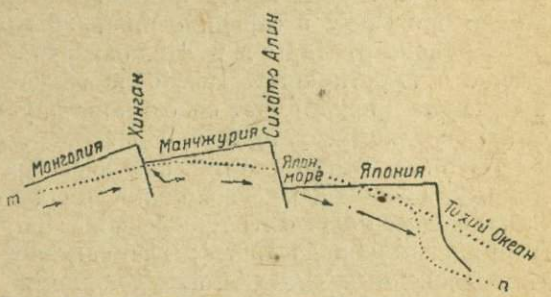
Фиг. 127. Схематический разрез через Забайкальскую зону в бассейне р. Талман-Борзи и Уралюнгуя (упрощено).
1 — древние граниты и гранито-гнейсы; *2* — юрские туфогенные образования; *3* — юрские пресноводные отложения; *4* — палеозой.

Далее к северо-востоку наши тектонические сведения крайне скудны. Так, в районе Албазина и по р. Большому Неверу, по словам Хлапонина, развиты сильно метаморфизованный палеозой с большим количеством интрузий, а также морская и пресноводная юра, дислоцированная в северо-

восточном направлении и прорванная гранитами. Дальнейшее направление мезозойской складчатой полосы известно в высшей степени слабо. Она намечается выходами триаса и юры по р. Уде вплоть до Удской губы Охотского моря; это дает право думать, что указанная зона в этом районе примыкает к Верхоянскому складчатому сооружению.

Область бассейна р. Зеи и район Малого Хингана нам известен еще меньше; возможно, что здесь альпинотипной мезозойской складчатости уже нет и мы находимся в области широкого развития герцинской складчатости.

Район Малого Хингана, проходящего между р. Буреей и Амгунью, известен нам очень мало. Существует предположение, что в основании этого района располагаются протерозойские образования, близкие к тем, которые завершают собою разрез протерозоя в Китае (синийская система). Отмечается наличие в них сильной смятости СВ простирания, а также присутствие громадных массивов гранитов. Палеозойские породы, пока не расчлененные, участвуют также в очень резкой складчатости; по данным Круглова, относящиеся сюда метаморфические сланцы прорваны гранитами, основными породами и порфирами. Мезозойские отложения дислоцированы значительно слабее; они образуют ряд пологих антиклиналей и синклиналей, возникших в первой половине мела. Направление складок в общем совпадает с простиранием Забайкальско-Удской складчатой зоны, но они отличаются значительно меньшей интенсивностью своих форм, будучи, очевидно, наложенными на более древние жесткие структуры. Альпийские движения выразились системами разломов с излияниями базальтов и дацитов. Между складками района Албазина и указанными складками Малого Хингана лежит обширное пространство, заполненное горизонтальными третичными и четвертичными породами бассейна р. Зеи, переходящее к югу через Амур и сливающееся с расположенной к востоку от грандиозного меридионального уступа Большого Хингана равниной бассейна р. Нонни в Манчжурии. Этот последний хребет, протягивающийся от Амура до Великой Китайской стены, чрезвычайно мало известен. По мнению Рихтгофена, мы имеем здесь огромную линию меридионального разлома, опустившего всю область Манчжурии (фиг. 128).



Фиг. 128. Схема строения Восточной Азии по Рихтгофену.

К востоку от Малого Хингана, в бассейне р. Амгуни, геологическая карта Сибири показывает широкое развитие юрских континентальных отложений. По данным Павловского, мы имеем здесь дело с палеозоем, смятым в огромные веерообразные складки северо-восточного простирания и прорванным гранитами. В настоящее время эти породы ставятся в параллель с «верхоянским комплексом» — свитой пород, развитых к востоку от Лены и заключающих трудно

отделимые друг от друга пермь, триас и юру. И здесь, таким образом, наблюдается присутствие северо-восточных простираний, господствующих в Монголо-Охотском сооружении. Тектоника таежных пространств Дальнего Востока известна очень мало. Можно думать, что слабоскладчатый мезозой бассейна Буреи представляет собою предгорную впадину мощного складчатого сооружения, занимающего всю восточную часть бассейна Амура вплоть до берегов Тихого океана. Это выводится из того, что здесь развит верхоянский комплекс сланцев и песчаников, крайне тесно связанный с областью мезозойских геосинклиналей северо-востока Азии и подвергшийся орогенезу в середине нижнего мела.

В районе р. Биры и р. Биджан существуют складки северо-восточного простирания. Вся область бассейна Уссури, оз. Ханка и Суйфуна представляет собою поле опускания, очерчиваемое с востока системой крупных сбросов.

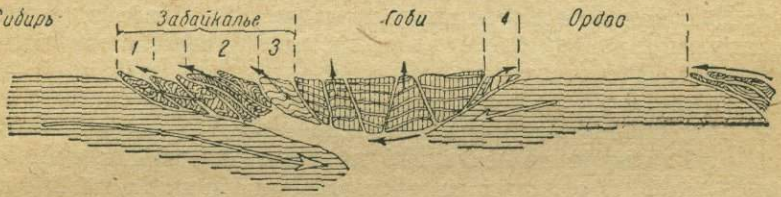
Тектоника Сихотэ-алина нам известна очень мало. Здесь, повидимому, преобладают несколько складчатых полос ССВ простирания, которые могут быть прослежены в палеозое осевой части хребта (герцинская складчатость); главная же часть хребта образована тихоокеанскими складками, уходящими к северу через Охотское море на соединение с Верхоянской дугой, а к югу идущими в Корею и в район Японского моря. Указанные полосы соприкасаются друг с другом линиями ненормальных контактов, что говорит о существовании здесь надвигов. С востока Сихотэ-алин вдоль проливов Невельского и Татарского, а также южнее, вдоль берега Японского моря, обрезан огромным сбросом. Вся приморская часть хребта залита громадным покровом базальта, западная окраина которого проходит от Советской Гавани к г. Ворошилову. Западнее, в пределах Манчжурии, базальты имеют также громадное распространение, заливая Гиринскую провинцию. Они являются четвертичными; мы уже неоднократно говорили, что в Забайкалье и Монголии четвертичные лавы играют чрезвычайно крупную роль, не менее они распространены и в Манчжурии. Таким образом, создается представление о крайне значительной области в восточной Азии, отличающейся недавними базальтовыми излияниями. В Манчжурии некоторые вулканы действовали до XVII столетия.

Южная часть Сихотэ-алина в окрестностях Владивостока перекрыта чрезвычайно мощным морским и пресноводным мезозоем, что говорит о существовании в этом районе мезозойской геосинклинали, от которой сохранилась лишь часть северной периферии.

Эти отложения чрезвычайно сильно дислоцированы: мы наблюдаем здесь систему чешуй, надвинутых в северном направлении, которая создает сложную мозаику отдельных пятен палеозоя и мезозоя, ограниченных тектоническими контактами. Имеется также предположение о существовании огромного шарриажа палеозоя, главным образом перми, надвинутой на юру. Корни шарриажа обрезаны берегом залива Петра Великого. Сложно дислоцированные и еще очень слабо изученные отложения мезозоя можно наблюдать в окрестностях Владивостока на полуострове Муравьева-Амурского и на о. Русском, запирающем вход в гавань Владивостока. Возраст этих движений обычно считают ларамийским, хотя наблюдается также и дислоцированность третичных пород, что говорит

об альпийских дислокациях. Последнее является очень понятным в виду близости Владивостока к полосе альпийского орогенеза Японии. Следует отметить, что в этом районе широкое развитие имеют мезозойские гранитные интрузии и обширные поля эффузивов порфиритов и кварцевых порфиров, относящиеся также к мезозойскому вулканическому циклу, который обусловил на всем нашем востоке многочисленные месторождения золота, олова и полиметаллов.

Складки мезозоя окрестностей Владивостока имеют северо-восточное простирание. Подобное направление складок наблюдается также и значительно западнее — в провинции Жехэ к северу от Бейпина, где угленосная юра принимает участие в мощных надвигах в сторону Китайской платформы. Эти дислокации Вонг и другие китайские геологи относят к иеншанской фазе, соответствующей примерно нашей андийской. Таким образом, мы видим и здесь, и в окрестностях Владивостока очень мощный мезозойский орогенез.



Фиг. 129. Схема тектоники между Байкалом и Ордосом (по Шейнману).

1, 2 и *3* — северная, центральная и южная зоны Забайкалья; *4* — северо-китайская складчатая зона.

По мнению Шейнмана, мы имеем в северо-китайской полосе складок аналог Забайкальской зоны, отделенный от последней сжатым и разломанным Гобийским массивом, сдавливавшим обе тупиковые геосинклинали (фиг. 129).

2. Основные представления о докембрии и палеозое

В Малом Хингане имеются данные относительно существования в его северном конце **архейских** гнейсов и гранитов. К докембрию, повидимому, относятся гнейсы, граниты и метаморфические породы Сихотэ-алина равно, как и граниты о. Русского у Владивостока. Обручев считает **протерозойскими** метаморфические породы хр. Джугджур-Тукурингра-Инкан, проходящего южнее хр. Станового в бассейне р. Уды. В Малом Хингане к протерозою относятся рудоносные метаморфические толщи берегов Амура и южной части хребта; здесь залегают графитовые сланцы, известняки и хлоритизированные сланцы, доломиты и железистые кварциты. Эта свита чрезвычайно похожа на отложения синийской системы Китая, которая представляет собою очень мощные отложения, согласно пластующиеся с кембрием; китайские геологи считают ее первой системой палеозоя, более древней, чем кембрий; европейские геологи склонны включать ее в протерозой. Она лежит на свите Ву-тай, относимой к среднему протерозою и состоящей из сильно метаморфизованных пород.

Кембрий найден в последнее время в Забайкалье, что же касается **силура**, то он был отмечен Казанским по р. Омутной в виде песчаников с *Orthis calligramma* (ордовикские слои) и сланцев с *Calymmene Blumenbachii* и *Monticulipora petropolitana* (готланд); в этом районе развиты также и коралловые известняки. Слишком еще мало этихд анных, чтобы можно было судить о распространении силура и об его отношении к девону, так что вопрос о каледонской складчатости для Монголо-Охотской геосинклинали остается открытым.

Девон представлен иначе по сравнению с тем, каким мы привыкли его видеть в Урало-Тянь-шаньском сооружении. Криштофович, давший первую сводку по стратиграфии Дальнего Востока, отмечает, что девонские породы этой области отличаются всюду темным цветом, который он считает признаком более влажного и умеренного климата. Присовокупим сюда и то обстоятельство, что на Дальнем Востоке мы нигде не видим появления в девоне континентальных пород, так что вся система выражена морскими отложениями. В восточном Забайкалье развита метаморфическая свита, главным образом сланцево-песчаниковая, свыше 1500 *м* мощности; в ней отмечается верхнедевонская фауна. В бассейне р. Газимура наблюдались красные известняки со *Spirifer*, *Rhynchonella*, кораллами и трилобитами (нижний девон). В этом же районе существует и верхний девон с кораллами. На р. Деп (бассейн р. Зеи) Шмидт обнаружил темные песчаники с *Atrypa reticularis*; на р. Ольдой были найдены известняки и сланцы, прорванные гранитами со *Spirifer carinatus* (нижний девон); здесь встречены были Казанским известняки среднего девона, а также и верхнедевонские известняки. Повидимому, в бассейне Зеи девон имеет весьма значительное распространение. Другой район развития девона приходится на южную оконечность Малого Хингана, где имеются указания на верхний девон. Присутствие девонских пород отмечается также и у оз. Эворон в бассейне нижнего течения Амура. Кроме того, имеются сомнительные сведения о присутствии девона в северной части Сихотэ-алина, а также на о. Аскольд близ Владивостока.

Каменноугольные отложения развиты в восточном Забайкалье в виде известняков и черных сланцев с фауной турнейского яруса, прорванных и сильно метаморфизованных гранитами и основными породами. В бассейне левых притоков Амура (Невер, Ольдой и др.) Казанский указывает известняки нижнего карбона со *Spirifer striatus*, *Productus semireticulatus* и кораллами. На восточном склоне Малого Хингана Анерт отмечает присутствие криноидных и фораминиферовых известняков, а также кремнистых и графитовых сланцев. В бассейне Амгуни Павловский различает глинистые сланцы и песчаники, подстилающиеся кремнистыми сланцами. Этот исследователь говорит глухо о палеозое, не решаясь ближе устанавливать возраст этих отложений. В прежнее время они фигурировали в качестве континентальной юры, отсутствующей, по данным Павловского, в этом районе. В Сихотэ-алине, по мнению Криштофовича, присутствие карбона несомненно, но точных фаунистических указаний на его существование нет, так как возникают сомнения, не имеем ли мы дело с морскими породами пермского возраста, за-

ведомо развитыми в районе Владивостока и других пунктах Дальнего Востока.

Пермская система была обнаружена в различных пунктах восточного Забайкалья в виде морской нижней перми, лежащей несогласно на турнейских известняках и метаморфической свите. В Биробиджане были найдены морские пермские слои с плеченогими и остатками растений. У Хабаровска залегают фораминиферовые известняки с *Neoschwagerina*, о которой мы уже говорили как о характернейшей форме нижней перми южного типа. Можно также предполагать широкое развитие пермских отложений в хр. Сихотэ-алин.

В районе Владивостока, в частности на полуострове Муравьева-Амурского, имеются кристаллические известняки и туфогенные породы с *Richthofenia* и *Lyttonia*, указывающим на тесную связь бассейна приморского района с Индией. Мы имеем также прорванные порфирами пермские породы на о. Русском. Все эти образования следует относить к нижней перми. Севернее полуострова Муравьева-Амурского была найдена богатая фауна фораминифер (*Stafella Waageni*, *Doliolina*,) указывающая на верхи нижней перми. Выше морских нижнепермских отложений в Приморье развиты глинистые сланцы и песчаники с *Lepidophloios*, *Pecopteris*, *Callipteris*, *Noeggerathiopsis aequalis*. Эти пресноводные отложения, не захватывающие, повидимому, всей перми, по мнению Криштофовича, содержат флору тунгусского типа, т. е. влажного и умеренного, если не холодного климата. Мощность пермских пород окрестностей Владивостока превосходит 1200 *м*. Они покрываются согласно триасом.

3. Стратиграфия морского и пресноводного мезозоя

Накопление отложений мезозоя представляет прямое продолжение осадкообразования перми, так что последняя теснейшим образом оказывается связанной с мезозойским осадочным циклом.

Триасовые породы в отличие от западной части СССР очень широко распространены на востоке и известны как в Забайкальско-Удской складчатой зоне, так и в Приморье.

В Забайкалье триас был обнаружен у ст. Куэнга, где развиты конгломераты, песчаники и сланцы с *Pseudomonotis ochotica* (норийский ярус); в районе р. Ингоды Тетяев указывает песчаники и сланцы с *Ps. scutiformis* (карнийский ярус); таким образом, мы имеем в зоне забайкальских дислокаций верхний триас в морском развитии. Кроме того, имеются сведения о находке и нижнего триаса с *Pseudomonotis Clarai*; в связи с этим отметим наличие нижнетриасовых отложений с *Ps. Clarai* на берегу Охотского моря; там же имеются и карнийские слои с *Ps. scutiformis*.

Очень полно представлен триас в Приморье на полуострове Муравьева-Амурского и на о. Русском, составляющем его непосредственное продолжение. Нижний и средний триас залегают на пермских породах согласно и достигают мощности в 1000 *м*. Преобладающими породами являются конгломераты и песчаники. В нижнем триасе (скифский ярус) были найдены многочисленные аммониты *Meekoceras varaha*, *Proptychites*, *Ceratites minutus*. Более высокий горизонт занимают слои с *Danubites*, *Monophyllites sicho-*

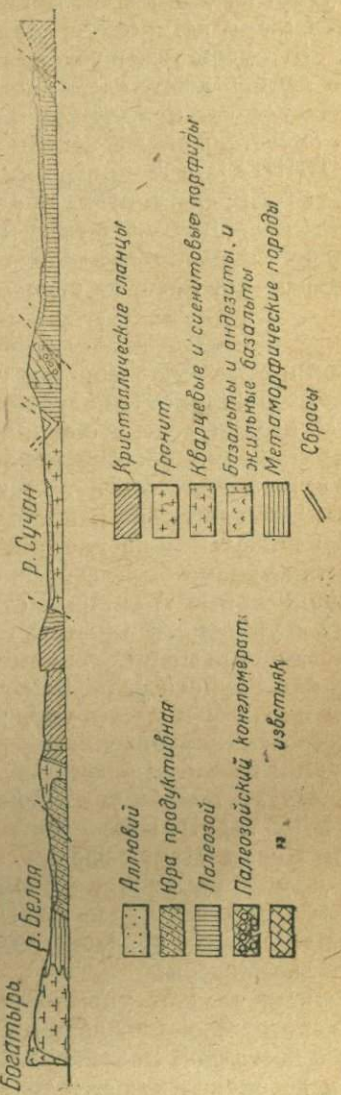
ticus о. Русского (средний трас). На р. Лянчихэ были найдены ладинские слои с *Daonella* и *Halobia*. На западном побережьи Уссурийского залива (мыс де-Ливрона) развиты песчаники и конгломераты с *Ussuria*, *Pseudosageceras*, *Meekoceras varaha*, указывающие на наличие нижнего триаса. *Ussuria* представляет собою аммонит индийского типа, что говорит о существовании связи приморского триаса с южными морями.

К верхнему триасу относятся встречающиеся в различных местах песчаники и глинистые сланцы с *Pseudomonotis ochotica*. Помимо морских отложений, в окрестностях Владивостока развиты также пресноводные слои монгугайского яруса, лежащие несогласно на нижнем и среднем триасе, а также и на более древних породах; они покрываются морским верхним триасом. Монгугайские отложения достигают мощности в 1600—1700 *м* и представлены черными глинистыми сланцами с *Neocalamites*, *Hausmannia ussuriensis*, *Clathropteris*, *Taeniopteris*.

Переходим к **юрским** отложениям, построенным в Монголо-Охотском сооружении очень разнообразно. В районе восточного Забайкалья юра выражена несколькими фациями, соотношения между которыми неизвестны, так как они соприкасаются друг с другом по тектоническим контактам. Мы имеем здесь морскую фацию, пресноводную и вулканическую. В смысле стратиграфических горизонтов здесь представлены лейас и доггер, мальм же как следует не доказан. Морские отложения состоят из осадков грубообломочного характера — очень часто встречаются конгломераты, большое развитие имеют песчаники и песчано-глинистые сланцы. Из лейаса можно привести *Schlotheimia annulata*, *Hildoceras bifrons*, несколько видов *Inoceramus*; в более высоком горизонте мы имеем *Inoceramus opalinum*, *Ptychoceras torulosum*. Общая мощность лейаса, по Худяеву, достигает 650 *м*. В доггере развит байосский ярус, который представлен песчаниками с *Oxytoma inaequivalvis*, *Pseudomonotis doneziana*, а также с растениями *Cladophlebis haiburnensis*, *Czekanowskia rigida*; выше мы имеем указания на батский ярус (*Pseudomonotis echinata*). Мощность доггера определяется Худяевым в 1800 *м*. Наконец, к мальму относят конгломераты, достигающие мощности в 2500 *м*; максимальная мощность юрских отложений восточного Забайкалья составляет 5350 *м*. В состав забайкальской юры входят также озерные образования, из которых одни характеризуются монгугайской флорой (низы лейаса), другие же амурской. Кроме того, имеется также и пресноводная фауна *Estheria Middendorfi*; среди озерных отложений большую роль играют лавы и туфобрекчии.

К востоку от Албазина мы имеем распространение пресноводных пород юры, которые характеризуются флорой папоротников и голосемянных *Cladophlebis*, *Coniopteris*, *Nillsonia*. Здесь же встречается и морская фауна бата (*Pseudomonotis echinata* и другие двустворки). Далеко на северо-востоке, по берегам р. Уды, имеются батские отложения. Повидимому, вместе с юрой Приамурья и восточного Забайкалья эта юра представляет одну сплошную полосу морских образований. На р. Уде встречаются и более высокие юрские горизонты, а именно верхние горизонты оксфорда с *Aucella kirghisensis*. Возможно, что мы здесь имеем и волжские отложения. На

р. Амуре у Чекундинского склада среди угленосных пород имеется прослой черных сланцев с *Inoceramus retrorsus*, *Garnieria* и белемнитами, относящийся к верхней юре. Обширное развитие юрских пресноводных отложений было констатировано в бассейне р. Зеи; в этом районе они приобретают угленосный характер: здесь залегают прорванные гранитами песчаники, сланцы и угли, общей мощностью до 1100 *м*. В бассейне р. Буреи на западном склоне Малого Хингана имеются морские образования юры, сложенные песчаниками и сланцами. Можно отметить присутствие среднего лейаса с *Amaltheus margaritatus*, средней юры, а также верхней юры с *Modiola* (приблизительно оксфорд); породы последней постепенно обогащаются углистым материалом и переходят в угленосную свиту. Общая мощность морской юры района р. Буреи определяется Шатским примерно в 3000 *м*. Обширный Тырмо-Буреинский угленосный бассейн сложен кремнисто-глинистыми сланцами и пластами угля с остатками папоротников, цикадовых пальм и гинкговых; присутствие *Taxites subzamioides* и *Dioonites Polynowi* указывает на никанский возраст флоры.



Фиг. 130. Схематический геологический разрез верховьев р. Сучана (по Павлову).

В окрестностях Владивостока континентальные юрские отложения неоднократно переслаиваются с морскими. Так, среди монгугайских пород существует прослой сланцев с верхнелейасовой фауной. На острове Аскольде имеется другой горизонт морских пород с *Trigonia v-costata*, *Parkinsonia Parkinsoni* (байос). Верхняя часть континентальной юры и нижний мел выражены никанским ярусом, который слагает Сучанский угленосный бассейн и имеет мощность около 1500 *м*; выходы никана оконтурены тектоническими контактами и представлены внизу аркозовыми песчаниками и углями, а вверху — туфами, вулканическими брекчиями и туфогенными песчаниками (фиг. 130). В никанских слоях имеется очень богатая флора, из которой отметим *Hausmannia Kohlmani*, *Cladophlebis denticulata*, *Coniopteris burejensis*, *Dioonites Polynowi* и целый ряд других. Присутствие в верхних частях никанской свиты *Weichselia* и *Aralia*

свидетельствует уже о **меловом** возрасте этих отложений. Это доказывается также наличием прослоев с морской фауной *Trigonia hokkaidoana*, возраст которых по аналогии со свитой Монобегава Японии должен быть назван а п т с к и м или альбским. Более высокие горизонты мела в Приморье отсутствуют.

В бассейне Буреи на горе Цагаян развита континентальная толща верхнемелового возраста в виде аркозовых песчаников с пропластками угля, в которых были найдены остатки флоры, а именно *Libocedrus*, *Ginkgo adiantoides*, *Asplenium*, *Platanus*, *Populus* и другие формы. Эти угли уже в течение 300 лет горят, почему обрыв Амура в этом районе носит название «Горящих гор».

Здесь же был найден крупный динозавр *Mandschurosaurus amurensis*, смонтированный костяк которого выставлен в Геологическом музее ЦНИГРИ в Ленинграде. В этом же бассейне Буреи местами встречаются представители морской н и ж н е м е л о в о й фауны — ауцеллы валанжинского типа и другие формы.

В восточном Забайкалье развиты песчаники и конгломераты с иноцерамами, которые относятся к нижнему мелу.

4. Кайнозой

Упомянутые выше морские нижнемеловые породы Приморья являются последними наиболее молодыми морскими отложениями в области Монголо-Охотского складчатого сооружения. Мы уже видели, что верхний мел состоит исключительно из слоев с растениями. То же нужно сказать и о **третичных** образованиях. Сюда относятся верхние горизонтально напластованные слои Буреинского Цагаяна, так как нижележащие породы, считавшиеся Анертом третичными, в последнее время были отнесены Криштофовичем к верхнему мелу. Континентальные третичные отложения широко развиты в южной части Уссурийского края (Угловский угленосный бассейн); они представлены песками, глинами и песчаниками с линзами лигнита и прослоями бурого угля. Залегают эти породы на никанских угленосных породах и достигают, по Штемпелю, мощности в 1200 *м*. Что касается палеонтологической характеристики, то она выражается в наличии представителей цветковых растений (*Sequoia*, *Pinus*, *Alnus*, *Taxodium distichum*, *Quercus*, *Juglans*, *Salix*, *Ulmus*, *Ficus*, *Tilia* и др.). Возраст этих отложений по аналогии с слоями Чангки Кореи Криштофович считает примерно о л и г о ц е н о в ы м. Другой район широкого развития подобных пород находится у бухты Посьета (южнее Владивостока). Кроме того, существуют выходы третичных образований на восточном склоне Сихотэ-алина и в долине Уссури.

Наконец, следует упомянуть о шилкинском конгломерате пролювиального происхождения, залегающем вдоль Борщевочного хребта в восточном Забайкалье, покрывающем по размытой поверхности мезозойские надвиги и являющемся очень слабо дислоцированным. По мнению Щукиной, он моложе главного складкообразования в восточном Забайкалье, а именно ларамийского, и древнее молодых эффузий, что заставляет его относить к третичным отложениям.

Четвертичные породы Дальнего Востока очень мало еще изучены. К ним относятся прибрежные морские образования у Советской

Гавании на полуострове Муравьева-Амурского. Ледниковые отложения имеются, по Обручеву, в районе Яблонового и Станового хребтов. Речные террасы еще совершенно не исследованы. Большое развитие имеют четвертичные эффузии базальтов, причем обращают на себя внимание сохранившиеся кратеры вулканов Мушкетова, Обручева и Лопатина в бассейне Витима. В северной Манчжурии вулкан Уюн-холдонги изливал лавы еще в 1721 г. Чрезвычайно обильны четвертичные лавы на Сихотэ-алине и в районе г. Ворошилова. В районе низовьев Амура и на удском побережье Охотского моря большинство развитых здесь андезитов, дацитов и трахитов относится к четвертичному времени, это стоит в связи с очень молодыми крупнейшими расколами нашего тихоокеанского побережья.

5. Элементы истории развития

Отрывочность данных по описываемому району, отсутствие сколько-нибудь точных стратиграфических установок, неисследованность обширных территорий — все вместе взятое не дает возможности дать стройную картину геологического развития страны. Нам придется ограничиться его основными моментами и главными поворотными пунктами. Следует оговориться, что крайняя неполнота наших сведений о геологии района и возможность колебания возраста отдельных свит от мезозоя до палеозоя и от докембрия до юры показывают, что в этой области нужно ожидать очень крупных открытий, могущих совершенно иначе осветить ее геологические судьбы. Примером может послужить открытие морского мезозоя в таком районе, как восточное Забайкалье, в котором всегда представляли себе широкое развитие докембрия. В сплошном развитии морского палеозоя на всем пространстве Монголо-Охотской геосинклинали от Тянь-шаня и Гобийского Алтая до устья Амура и берегов Уссури не может быть никакого сомнения. В Монголии в настоящее время удалось выделить кембрий и силур, так что с некоторой долей вероятности возможно говорить о наличии там каледонского орогенеза. Было бы очень мало похожим на истину, если бы его там не было: мы имеем в виду прекрасное развитие этой складчатости в горных системах СССР, прилегающих к Монголии и Синь-цзяню (Тянь-шань, Тарбагатай, Алтай, Саян). Восточнее же всякие признаки каледонской складчатости пропадают вследствие того, что наши представления о нижнем палеозое восточного Гоби, Манчжурии и бассейна Амура очень слабы и совершенно неконкретны. Нужно все же думать, что каледонская складчатость достигала берегов Охотского моря, но пока еще не выявлена редкими пересечениями таежных пространств Дальнего Востока.

Точно так же неизвестна нам и палеогеография девона; присутствие всех трех отделов его в бассейне Амура и наличие его в Монголии заставляют думать, что распространение девонского моря было очень обширным, причем осушение страны в нижнем девоне вряд ли имело место. О карбоне мы знаем несколько больше: прежде всего мы отмечаем существование турнейского моря в восточном Забайкалье, очень вероятное и в Кентее, и в восточном Гоби. Для нас неясен возраст палеозоя бассейнов Амгуни и Уссури, — возможно, что и там распространялось нижнекаменноугольное море.

Большое значение в Монголо-Охотской геосинклинали имеет, по-видимому, герцинская складчатость середины карбона — возможно, судетская фаза. Характер дальнейшего развития очень непохож на то направление, которое было свойственно западной части этого огромного северо-азиатского складчатого пояса — Урало-Тянь-шаньской геосинклинали. В то время как там судетские движения вызвали к жизни весьма значительное и очень продолжительное углеобразование в условиях гумидного климата, в Монголо-Охотской геосинклинали подобные явления либо отсутствуют, либо не наблюдались. Возможно, это связано было с климатическими различиями запада и востока Азии, о чем напоминает Криштофович, считающий климат последнего холодным. Другой причиной этого явления может служить морское покрытие, которое очень определенно выявляется в центральной Монголии. В начале перми очень явственно вырисовывается отступание моря в Монголии к югу, в сторону Куэнь-луня и Нань-шаня, и значительная трансгрессия его в бассейн Амура; пути этой трансгрессии нам неясны, но широкое распространение моря, имевшего связь с восточной частью Тетиса, является несомненным фактом. В конце нижней перми морской режим в Приморье сменяется континентальным. Ряд фактов заставляет предполагать наличие в это время значительных движений, создавших большие возвышенности, с которых смывалось большое количество грубообломочного материала.

Таким образом, конец палеозоя представляется нам эпохой конструирования обширного Монголо-Охотского складчатого сооружения и полного отступания моря к югу и востоку. Начало триаса ознаменовывается явлениями растяжения, приуроченными к линии Улан-Батор — Газимур — Албазин — Удская губа, с одной стороны, и к линии Бейпин — Мукден — Владивосток, с другой, а также и опусканием всей области восточнее Малого Хингана. По мнению Шейнмана, мы имеем здесь расщепление азиатской платформы с образованием двух туликовых прогибов, из которых северный стал заливаться морем, проникшим в него из Верхоянской геосинклинали, а южный покрылся морем в зоне его смыкания с Восточно-Азиатской геосинклиналью, причем оно дальше на запад не распространялось. Забайкальско-Удская зона прогиба весьма быстро превратилась в геосинклиналь, усиленно заполнявшуюся продуктами сноса с поднимавшихся соседних массивов. Погружение ее сопровождалось раздроблением Гобийского массива и образованием в его теле расколов, параллельных прогибу, а также продолжавших его направление к юго-западу.

Теоретическое значение этого явления перворазрядное: мы здесь видим, как и в Донецком бассейне, превращение по ходу геологического развития платформы в геосинклиналь, однако, в данном случае в последней происходили затем очень интенсивная магматическая деятельность и орогенез альпинотипного характера, т. е. именно то, что отсутствовало в Донецком бассейне. Не меньшее значение имеет факт перехода геосинклинального прогиба в платформу. Таким образом, эта только что открытая и крайне еще мало изученная геосинклиналь убеждает нас в диалектическом единстве геосинклинальной и платформенной категории как во времени, так и в пространстве.

Берега триасовых и юрских морей Забайкальско-Удской геосинклинали испытывали весьма значительные колебания, что явствует из частого появления пресноводных отложений. Следует отметить все учащающиеся находки морских юрских пород в бассейне Буреи, указывающие на широкое распространение здесь юрского моря; возможно, что здесь же можно предполагать наличие в юрской фации и других мезозойских образований. В еще большей степени чередования морского режима с континентальным наблюдаются в Приморье, где угленосные свиты переслаиваются неоднократно с морскими, свидетельствуя тем самым о частых вторжениях моря в плоскую страну, покрытую озерами.

Время орогенеза в Забайкальско-Удской геосинклинали еще не достаточно ясно: нужно думать, что андийский орогенез был выражен в высшей степени резко: он создал крупные возвышенности, ему обязаны своим существованием покровы надвигов и ряд гранитных интрузий. Нужно думать, что эти нарушения были не одиноки и весьма крупные движения имели место также в австрийскую и ларамийскую фазы складчатости. В Приморье орогенез был позже — по-видимому, он происходил в течение всего верхнего мела.

На Дальнем Востоке, таким образом, крупнейший пароксизм орогенеза падает на меловой период, тогда как позднее складкообразование имело значительно более слабый характер, проходя более интенсивно только в Приморье.

Время альпийского орогенеза, в особенности его последние стадии, сопровождались весьма значительными расколами и опусканиями: сюда относится опускание Манчжурской равнины, погружение района между Малым Хинганом и Сихотэ-алином, а также опускание впадины Японского моря вдоль раскола, оконтуривающего советское Приморье с востока. То была эпоха интенсивнейших наземных вулканических извержений и образования мощного базальтового покрова Сихотэ-алина.

6. Полезные ископаемые

Полезные ископаемые Монголо-Охотского сооружения далеко еще не выяснены, и в настоящее время намечаются основные контуры проблем металлогении этой области; невыясненность тектоники, а также характера вулканических циклов не дает возможности иметь о полезных ископаемых Забайкалья и Дальнего Востока более или менее четкого представления. Однако, уже сейчас появляются данные, указывающие на направление путей дальнейших поисков. Из неметаллических ископаемых отметим развитие к а м е н н о г о у г л я среди юрских и нижнемеловых образований, которые слагают: 1) Тырмо-Буреинский бассейн в районе р. Буреи, занимающий очень обширную территорию на западном склоне Малого Хингана, 2) Сучанский и 3) Суйфунский — к востоку от Владивостока. Б у р ы е у г л и приурочены к олигоценовому Угловскому бассейну между Владивостоком и Ворошиловом. Рудные ископаемые очень своеобразны, так как их появление связано главным образом с мезозойскими интрузиями и эффузиями, а у Владивостока и с эоценовыми гранитами. К этим металлогеническим эпохам приурочено появление з о л о т а и о л о в а; как мы увидим далее, золотые

и оловянные руды представляют собою характерную особенность тихоокеанских структур. Кроме того, к этим же циклам относится появление полиметаллических руд (вольфрам, цинк, свинец, серебро), широко распространенных в Восточном Забайкалье и в Приморье (Тютихэ), где оруденение обусловлено главным образом интрузиями эоценовых гранитов. Следует упомянуть еще и о наличии в синийской свите Малого Хингана железистых кварцитов, а в протерозое Станового хребта — золота.

IV. ВЕРХОЯНСКО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРАНА

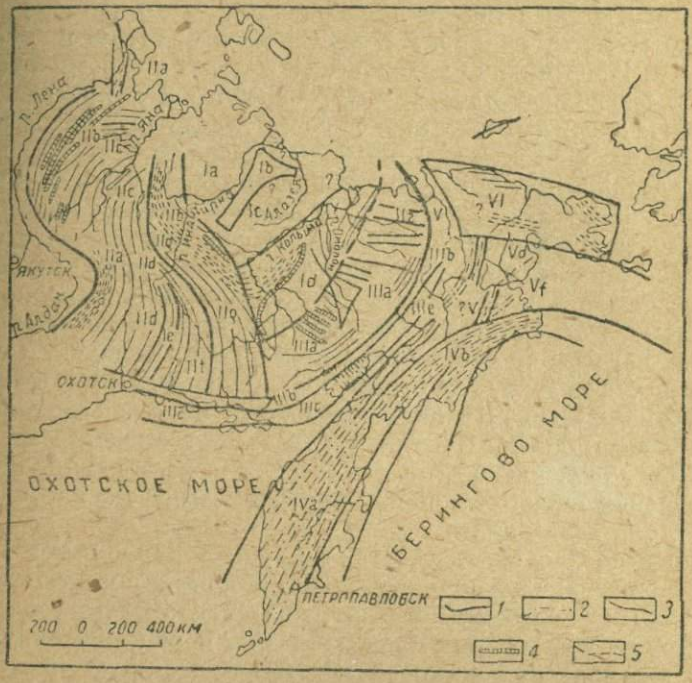
1. Тектоническая структура

Крайний северо-восток Азии представляет собою обширную страну, которая известна была нам до самого последнего времени очень мало. Даже основные ее географические элементы были еще не выявлены в надлежащей степени. Всем памятно недавнее открытие хр. Черского и крупные изменения в картографическом изображении течения р. Колымы. Анадырский и Гыданский хребты, Алазейское плато и другие районы для нас почти еще вовсе неведомы. В описываемую область мы включаем территорию, расположенную к востоку от Лены и Алдана, за исключением Камчатки и служащего ей продолжением Коряцкого хребта, относящихся к полосе Восточно-Азиатской геосинклинали. К рассматриваемой области принадлежат также острова Ледовитого океана, а именно Ново-Сибирские острова, острова Де-Лонга, Врангеля и пр. В самое последнее время крайний северо-восток Союза подвергся очень значительным исследованиям. Нужно отметить большую работу, проведенную в этой области геологами Арктического института: Ермолаевым, Спижарским, Саксом, а также работниками других геологических организаций Атласовым, Цареградским, Херасковым, Билибиным, Кропоткиным. Большие сводки указанного района даны С. В. Обручевым, Кропоткиным и Шаталовым, Херасковым, Билибиным и Ермолаевым. Большинство этого материала остается еще неопубликованным. Дальнейшее изложение построено на основе опубликованных данных, а также на сводке Ермолаева, предоставленной для этой книги Арктическим институтом, и на новейших сводных данных Хераскова, любезно сообщенных автору. Одновременно с этим мы даем схему тектоники С. В. Обручева, весьма потрудившегося для уяснения геологической структуры Верхоянско-Чукотской складчатой страны.

Основным тектоническим элементом описываемой территории является Верхоянская складчатая дуга, примыкающая на западе вплотную к Сибирской платформе. На юг она прослеживается по берегу Охотского моря, к югу от Охотска до Удской губы, где она сливается с описанной уже Забайкальско-Удской складчатой зоной. Юго-восточное продолжение Верхоянской дуги оборвано берегом Охотского моря, между Ямской губой и Аяном, а также сохранившимся в районе Охотска краем Восточно-Азиатской геосинклинали.

Верхоянско-Чукотская дуга состоит из обломков древних складчатых сооружений, остатки которых мы видим, согласно Хераскову, у восточного края Алданской глыбы, у устья Лены, а также на про-

странстве между средним течением Индигирки и Пенжинской губой Охотского моря, где на полуострове Тайгоносе выходят гнейсы. Кроме того, Чукотский полуостров, о. св. Лаврентия и полуостров Сьюорда в Аляске представляет собою также остаток древнего складчатого сооружения. С. В. Обручев предполагал, что между Колымой и устьем Яны располагается докембрийская Колымская платформа, существование которой намечалось изгибом палеозойских складок



Фиг. 131. Схема тектоники северо-восточной Азии (по С. В. Обручеву).

1 — кайнозойские разломы и надвиги; *2* — альпийские складки; *3* — киммерийские складки; *4* — герцинские складки; *5* — каледонские и докембрийские складки.

I. Колымская платформа; II. Верхоянская дуга; III. Охотско-Чаунская дуга; IV. Камчатско-коряцкая дуга; V. Анадырская депрессия; VI. Чукотский массив.

Ia — Индигирская низменность; Ib — Алазейское плато; Ic — Колымская низменность; Id — Юкагирское плато; IIa — герцинские складки Верхоянского хребта; IIb — каледонские складки Верхоянского хребта; IIc — Янская впадина; IId — Оймеконское плато; IIe — горст хребта Тас-Кыста-быт; IIf — Нерское плато; IIg — горст хр. Черского; IIh — каледонская складчатая зона хр. Черского; IIIa — хр. Гыдан; IIIb — депрессия между передовой дугой и континентальным массивом; IIIc — передовая часть дуги; IIId — южноанюйский ворст; IIIe — северо-анюйский горст. IVa — Камчатка; IVb — Коряцкий хребет; V — Анадырская депрессия; Va — Парапольский дол; Vb — впадина Пенжиной; Vc — Западная впадина Анадыря; Ve — хр. Пенжинский; Vf — хр. Пекульней; Vg — хр. Рарыткин; Vh — Анадырское плато; Vi — Чаунская впадина; VI — Чукотский массив.

с выпуклостью к югу (фиг. 131). Возможно, в этом районе, действительно, присутствует какое-то древнее ядро, которое послужило направляющим моментом при образовании каледонских складок. Представление о том, что Колымская платформа соединена с Канадским щитом под водами Восточно-Сибирского моря, принадлежит

Коберу и отчасти разделяется Шатским. Открытие складчатого мезозоя по побережью моря заставили пересмотреть эту концепцию. Шатским было сделано предположение, что к северу располагается Гиперборейский щит, занимающий устье Яны, восточную часть Ново-Сибирских островов и о-ва Де-Лонга и будто бы слагающий наиболее глубокую часть Арктического бассейна, что является очень невероятным. Это положение было раскритиковано Тетяевым. Единственное, что мы еще можем предполагать, — это наличие какого-то древнего массива в районе Ново-Сибирских островов и островов Де-Лонга. Простирание каледонских складок в бассейне верховьев Колымы северо-восточное, а в хр. Черского и в хр. Тас-хаях-тах северо-западное, что дает возможность делать предположение о загибе этих складок вокруг Колымского ядра. У северо-восточного края Алданской глыбы они имеют простирание, близкое к меридиональному. Наконец, на Чукотском полуострове простирания метаморфических пород очень запутаны, но в общем имеют связь с широтными простираниями полуострова Сьюорда на американском берегу. Перечисленные древние массивы находятся среди широко распространенных тихоокеанских складок, простирание которых, с одной стороны, пересекает простирание каледонских складок, а с другой, уходит под прямым углом под альпийские складки Восточно-Азиатской геосинклинали. Нигде, может быть, в мире не выявляется с такой отчетливостью тот факт, что мезозойская складчатость, называемая нами тихоокеанской, имеет совершенно независимое положение по отношению к альпийской и должна быть выделена в самостоятельный тектонический цикл.

Тихоокеанская складчатость, которая в Верхоянско-Чукотской складчатой стране закончилась мощным орогенезом в середине нижнего мела (фаза близкая к австрийской), захватывает крайне оригинальную свиту сланцевых и песчаниковых пород, названную Херасковым «верхоянским комплексом» и достигающую многих тысяч метров мощности. Эта свита представляет собою пермь, триас, юру и отчасти нижний мел. Она имеет крайне обширное распространение и дислоцирована согласно в середине нижнего мела, когда в нее вторглись граниты, внесшие оруденение золотом и оловом — руководящими металлами тихоокеанского цикла складчатости. Мезозойские складки имеют очень сложное расположение. По представлению С. В. Обручева, складки тихоокеанского цикла (пацифиды) идут вдоль Верхоянской геосинклинали, на юге расходятся в сторону юго-западного угла Охотского моря и, обходя Колымскую платформу с юга, направляются на северо-восток, причем от верховьев Анадыря они приобретают широтное направление, уходя через Чукотский полуостров в Америку. Новейшие исследования не подтвердили этой концепции: оказалось, что в верховьях Колымы и вплоть до Тайгоноса развиты лишь палеозойские складки. Складки же тихоокеанского цикла, вступая на материк в районе Аяна и Охотска, направляются к северу. В районе верховьев Индигирки к ним присоединяются складки, идущие с юго-востока от берегов Гижигинской губы Охотского моря. Таким образом, вблизи Охотского моря верхоянские складки испытывают широкую виргацию, возможно под влиянием какого-то твердого упора, скрытого ныне под уровнем Охотского моря.

К северу складки заворачивают к северо-западу вдоль оси Верхоянской складчатой зоны, в общем параллельно изгибу восточного края Сибирской платформы. Однако, полного параллелизма здесь нет, так как более западные складки секут наискось Верхоянский хребет, обнаруживая более или менее выдержанное меридиональное направление, благодаря чему они упираются в северный край Алданской глыбы, самые же западные линии изгибаются согласно контуру Сибирской платформы, будучи вдавленными к юго-западу между обоими ее архейскими ядрами.

К северу верхоянские складки расщепляются в районе Хараулахских гор. Западная их ветвь следует вдоль края Сибирской платформы, образует хр. Прончищева у устья р. Оленека и далее, постепенно ослабляясь, входит в Хатангскую впадину, вызывая здесь явления соляной тектоники. Другая ветвь через хр. Кулар направляется в западную часть Ново-Сибирских островов и затем пропадает в океане к северу от них. Третья ветвь изгибается резко к востоку, и, повидимому, идя вдоль хр. Полуусного (низовья Индигирки), принимает широтное направление, обходя с севера колымское ядро древних пород. Далее складки заполняют бассейн Омолона и, направляясь к юго-востоку, скрываются под альпийскими складками бассейна Анадыря. Последние, повидимому, сопряжены с пацифидами бассейна Колымы зоной крупного разлома, так как в востоку от Колымы развито огромное поле молодых эффузивов. Мезозойские складки прослеживаются у Чаунской губы и по чукотскому побережью, а также и на о. Врангеля. Далее к востоку они вступают на материк Америки.

Исходя из этой концепции, предложенной Херасковым, мы имеем на крайнем северо-востоке Азии продолжение Кордильер Северной Америки; складки протягиваются от последних к западу и оказываются зажатыми между древней глыбой арктических островов и Колымско-Гижигинской глыбой. Далее складки обходят последнюю и, делая резкий изгиб под влиянием упора Сибирской платформы, уходят на юг в бассейн Амура.

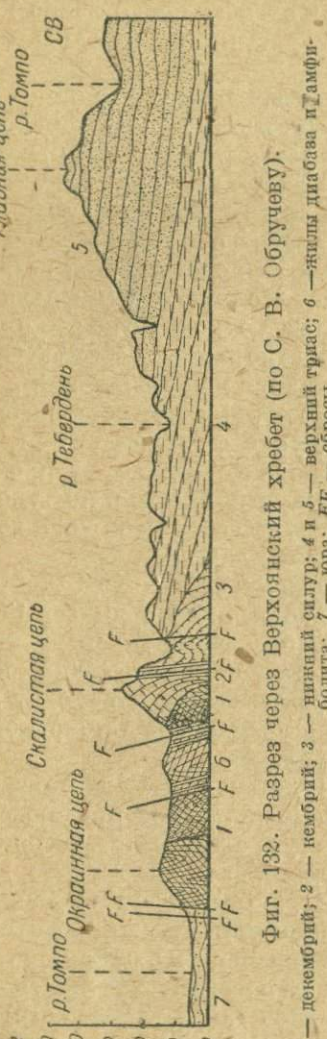
Таким образом, Верхоянско-Чукотская складчатая страна, с одной стороны, представляет непосредственное продолжение северо-американских складчатых структур, с другой же, тесно связана с мезозойскими структурами Забайкалья, бассейна Амура и Японии.

Складки Верхоянско-Чукотской страны, очень интенсивные, прижаты к телу Сибирской платформы, причем получают развитие очень крупные надвиги вдоль нижнего течения Лены и в районе ее дельты. По краям верхоянской зоны выходят на поверхность нижнепалеозойские породы (хр. Орулган, хр. Тас-хаях-тах, хр. Черского) и нижние части верхоянского комплекса (пермь). Складки прорваны огромными массами гранитных интрузий и многочисленными выходами порфиров и диабазов (фиг. 132 и 133). Существование крупных разломов, устанавливаемых С. В. Обручевым, повидимому, не имеет места.

Верхоянские складки перекрывают также, но в значительно ослабленном виде и древние массивы; из них Колымский прорван многочисленными интрузиями нормальных и щелочных гранитов.

В разрезе верхоянские складки имеют следующий характер. Самым древним складчатым комплексом является протерозойский,

который выражен здесь обширными складчатыми структурами типа платформы, в дальнейшем подвергшимися раздроблению и переработке при геосинклинальных погружениях в палеозое и мезозое. Отсутствие нижнего и почти всего среднего девона говорит об очень



Фиг. 132. Разрез через Верхоянский хребет (по С. В. Обручеву).

1 — докембрий; *2* — кембрий; *3* — нижний силур; *4* и *5* — верхний триас; *6* —жилы диабаза и амфиболита; *7* — юра; *FF* — сбросы.



Фиг. 133. Схематический разрез через хр. Черского (по С. В. Обручеву; упрощено).

1 — докембрий; *2* — девон; *3* — нижний триас; *4* — верхний триас; *5* — юра; *6* — мезозойские граниты; *7* — палеозойские граниты; *8* — диабазы; *9* — юрские порфириты.

интенсивном каледонском орогенезе, когда создались сложные структуры раздробленного основания, ныне сохранившегося только в виде отдельных массивов. О герцинской складчатости имеется очень мало сведений; повидимому, движения этого цикла выразились слабо и во всяком случае не имели альпинотипного характера.

В триасе наблюдается несогласное залегание верхнего триаса на анизийских слоях, что соответствует весьма распространенной

в Евразии и в Океании фазе слабых движений. Наиболее значительные движения, собравшие в складки весь верхоянский комплекс, соответствуют примерно баррему или апту. Альпийские движения выражены в виде пологих складок и обширных крупных сводовых поднятий всей горной страны. Кроме того, следует отметить весьма значительные опускания в бассейне Яны, на Алазейском плато и по берегу океана, вызвавшие широкое распространение новейших отложений. Наконец, нужно иметь в виду наличие молодых сбросов и грабенов, разбивших Ново-Сибирские острова, образовавших местами берег Восточно-Сибирского моря и создавших в очень недавнее время Берингов пролив и сбросовые берега Охотского моря, вкрест секущие простирания верхоянских складок.

2. Элементы стратиграфии и истории развития

Протерозой известен в хр. Черского, а также на полуострове Тайгоноса в виде различных метаморфических пород. **Кембрий** представлен в Хараулахских горах и хр. Тас-хаях-тахе в виде доломитов с прослоями известняков, а также в восточной части Верхоянской дуги и на Ново-Сибирских островах в виде черных глинистых сланцев с *Anomocare* и *Paradoxides*. **Силур** сложен сходными же породами и заключает в Верхоянском хребте готландскую фауну (табуляты и строматопоры). В хр. Черского мы имеем как нижний, так и верхний силур. В первом найдены граптолиты, в верхнем — кораллы, *Pentamerus galeatus*, строматопоры; силурийская свита выражена главным образом известняками. В основании девона хр. Черского развиты конгломераты, выше которых залегают сланцы и известняки с многочисленными *Spirifer*, *Atrypa*, *Rhynchonella*, остракодами, трилобитами, кораллами, морскими лилиями. Возраст этой фауны определяется условно как живетский, более же точно как франский.

Каменноугольная система в Верхоянской дуге представлена очень слабо; так, в Хараулахских горах найден средний карбон. Выше идут породы установленного Херасковым верхоянского комплекса, включающего пермь, триас и юру и достигающего мощности в 5000—6000 *м*. На Чукотском полуострове (м. Дежнева) развиты филлиты, известняки и сланцы, частью девонские, частью каменноугольные; известняки без фауны найдены также на о. Врангеля. Пермские известняки, песчаники и сланцы Хараулахских гор доставили обширную фауну, изученную Лихаревым. В ней встречаются *Productus jacuticus*, *Strophalosia sibirica*, *Spirifer nitiensis*, *Sp. kharaulaukhensis*. По мнению Лихарева, мы имеем здесь дело с нижнепермскими образованиями, причем в фауне намечается связь с австралийской; общий же облик фауны указывает на низкую температуру воды. Об этом же говорит отсутствие кораллов и аммонитов. Пермские отложения заканчиваются вверху угленосными породами.

Триас занимает в Верхоянской дуге и, повидимому, в Чаунской и Чукотской зонах огромное пространство, однако, следует отметить, что обширные площади триаса, показанные на геологической карте, должны быть сокращены, так как половина этой площади должна считаться пермской. В данном случае на геологической карте показано распространение не триаса, а всего верхоянского комплекса.

Область развития триасовых пород — наибольшая площадь, занятая отложениями этого возраста в СССР. Нижний триас сложен в Верхоянской дуге, по периферии геосинклинальной зоны — в Верхоянском хребте, в хр. Черского и в хр. Тас-хаях-тах черными сланцами с *Ceratites Wakari*, *Hedenstroemia*, *Ophiceras* и *Pseudomonotis Clarai*. Последняя найдена также на берегу Охотского моря. В настоящее время, однако, принято считать, что нижнетриасовый бассейн Верхоянья не соединялся с триасовым морем побережья Охотского моря. Средний триас в виде анизийского яруса известен только на северном конце геосинклинали — в низовьях р. Яны и в хр. Кулар и в районе р. Колымы. Ладинский ярус отсутствует, так что во второй половине триаса было весьма крупное поднятие на всей площади геосинклинали. Огромное распространение имеет верхний триас: он захватывает всю геосинклинальную полосу от Ново-Сибирских островов до Берингова пролива и выражен главным образом черными сланцами громадной мощности (более 2000 *м*). Наиболее широко развиты отложения карнийского яруса с *Sirenites Obrutschewi*, *Pseudomonotis scutiformis*; на Ново-Сибирских островах встречено большое количество аммонитов (*Nathorstites*, *Pinacoceras*, *Arcestes*). Норийский ярус известен там же, где залегают и карнийские породы — так, на р. Индигирке встречается типичная *Pseudomonotis ochotica*. Триасовая фауна, по данным С. В. Обручева, заключает большое количество пелеципод, кораллы же вовсе отсутствуют, что связано, очевидно с низкой температурой моря.

Юрские отложения начинаются на о. Котельном ретскими железистыми сланцами с остатками растений. Лейас отмечен в районе бассейна Яны, Гыданского хребта и Колымы с *Harpoceras*, *Coeloceras* и белемнитами. Доггер установлен Билибиным в южной части хр. Черского, он развит также в Верхоянском хребте, где обнаружены слои ааленского яруса с *Inoceramus retrorsus*. С. В. Обручев нашел на р. Чыбагалахе (левый приток Индигирки) отложения мальма с *Aucella orbicularis* (кимеридж или нижневолжский ярус). На о. Котельном были найдены слои оксфорда, а на о. Новая Сибирь — келловей с *Cadoceras*.

Меловые отложения развиты в составе верхоянского комплекса в виде валанжина с фауной ауцелл и в виде слоев с флорой (о. Котельный, р. Омолон, охотское побережье), указывающих на время главного орогенеза. Альбские слои Хараулахских гор с иноцерамами залегают уже спокойно.

Третичные отложения с флорой найдены на севере Верхоянской дуги. На Ново-Сибирских островах они слагают Деревянные горы и заключают *Sequoia*, *Taxodium distichum*, *Dammara*, *Pinus*, *Populus*; флора эта имеет миоценовый характер. Кроме того, здесь же существуют пески с бурым углем, по Ермолаеву, плиоценовые.

Четвертичные породы прекрасно представлены на Ново-Сибирских островах, где мы имеем моренные отложения, а также крайне оригинальный каменный лед. В Верхоянской дуге, в особенности на хр. Черского, существуют морены и ряд высоких террас, указывающих на быстрое поднятие хребта в новейшее время. Далее на восток всюду отмечаются следы ледниковых образований.

Скудость данных по стратиграфии и тектонике Верхоянско-Чукотской складчатой зоны не позволяет расшифровать с необходимой полнотой развитие нашего крайнего северо-востока. В большей степени можно наметить пути развития для Верхоянской дуги, для остального же пространства можно строить более или менее смелые гипотезы на основании американского материала, исходя из очень большого структурного сходства Чукотского полуострова и Аляски.

Несомненна протерозойская складчатость, простирание которой близко совпадает с более поздним направлением складчатости. Кембрийская трансгрессия началась со среднего кембрия и установила устойчивый морской бассейн, границы которого нам совершенно еще неведомы. Он был ликвидирован каледонской складчатостью, которая взгромоздила горный хребет от Ново-Сибирских островов через Верхоянье, Гыдан и Чукотский полуостров. Это привело к созданию обширной, но мало устойчивой платформы. Новое затопление северо-востока Азии приходится на начало среднего девона. Оно, повидимому, продолжалось до середины карбона, когда произошли эпейрогенические герцинские поднятия; С. В. Обручев считает, что не настало еще время картографического их выражения. Начало перми отмечается трансгрессией моря, создавшего широкое сообщение между арктическим бассейном и морями юга через Верхоянье и Охотское море. В нижнем триасе трансгрессия шла, с одной стороны, с севера, а с другой, с юга, причем море стало заходить и на соседние докембрийские и палеозойские платформы, сильно разросшиеся к этому времени за счет причленения к древним ядрам краевых каледонских и герцинских складок.

В середине триаса море отступает из нашей области, так что связь морского бассейна севера и юга временно прекращается. Зато в верхнем триасе трансгрессия очень широко распространяется почти на всем северо-востоке Азии. Киммерийские движения создают временное поднятие, после чего происходит погружение под уровень нижне- и среднеюрского моря. Последнее заканчивается интенсивнейшим орогенезом в середине нижнего мела, сопровождавшимся напряженной интрузивной деятельностью и интенсивным металлогенезом. Поднятия этого времени вызвали сильное сокращение моря и обусловили появление континентальных меловых отложений. В альбе море проникает в северную часть геосинклинали, но остается здесь не надолго. Нижнемеловой орогенез закончил собою геосинклинальную жизнь северо-востока Азии. С этого времени страна приобретает свойства платформы и испытывает тенденцию к поднятию. Таким образом, в Верхоянье так же, как и в Забайкалье, австрийский орогенез и близкие к нему фазы складчатости играли в структурной перестройке страны чрезвычайно крупную роль. Верхнемеловая трансгрессия захватывает лишь крайний юг Верхоянской дуги, указывая на начавшееся опускание впадины Охотского моря. Альпийский орогенез характеризовался весьма значительными глыбовыми движениями и сводовыми поднятиями, создавшими современный рельеф Верхоянья; эти движения продолжаются еще и поныне, что мы выводим из расположения террас по Индигирке и Колыме. Кроме того, к этому же времени относятся разлом, проходящий от Охотска к Чаунской губе и оконтуривающий провал

Охотского моря, и опускание бассейна Анадыря, что сопровождалось в третичное время массовым излиянием лав на очень обширном пространстве.

3. Полезные ископаемые

Сколько-нибудь известны лишь полезные ископаемые бассейнов Яны, Индигирки и Колымы. О более восточных районах области у нас еще нет никаких данных. В верхнем течении Колымы открыт новый з о л о т о н о с н ы й район, связанный с кислыми интрузиями мезозойского орогенеза хр. Черского. Они же обусловили широкое распространение о л о в а в хр. Черского и хр. Тас-кыстабыт, а также вдоль Чукотского полуострова и Верхоянского хребта. Вообще нужно отметить, что наличие известняков и сланцев перми и триаса определяет по всей этой зоне на контакте с мезозойскими гранитами мощную оловоносность. Далее отметим наличие с в и н ц а, м е д и, с у р ь м ы. Кроме того, следует указать, что в бассейне р. Яны имеются месторождения цветных металлов (с в и н е ц, с е р е б р о и пр.). Следует отметить богатство Верхоянского хребта месторождениями полиметаллов.

V. ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

1. Тектоническая структура

Мы переходим к последнему району нашего территориального описания СССР, который частично находится даже вне азиатского материка. Этот район нам еще очень мало известен, но теоретическое значение его изучения необычайно, так как он находится на рубеже сиалической литосферы и симатического дна Тихого океана. Мы здесь не только на грани СССР, на грани Азии, на грани литосферы, но и покамест на рубеже неизвестного, так как современное состояние науки не позволяет нам проникнуть еще в тайну Тихого океана и в способы соприкосновения его с Евразией в виде островных гирлянд Восточно-Азиатской геосинклинали, протягивающихся от Анадыря до Новой Зеландии. Восточно-Азиатская геосинклиналь на материке Азии захватывает Коряцкий хребет вместе с Анадырской депрессией и Камчатку. Дальнейшее ее продолжение занимает восточную часть Охотского моря и о. Сахалин. К ней же относятся Курильские острова и о. Иессо, тогда как о. Ниппон (Хондо) сложен мезозойскими и палеозойскими складками. В ее состав входят поглощенные при образовании геосинклинали массивы палеозойских и мезозойских складок. С востока геосинклиналь ограничена Тихим океаном; иначе говоря, к ней подходит, как это в настоящее время принято думать, базальтово-перидотитовое океаническое дно. Следовательно, Восточно-Азиатская геосинклиналь в отличие от других образований этого рода находится не между древними платформами, а соприкасается, с одной стороны, с океаническим дном, что ставит ее в совершенно своеобразные тектонические условия. Кроме того, она имеет совсем особую геоморфологическую характеристику: мы видим здесь, за исключением спаявшейся с материком Камчатки и отделенного от него же Пенжинской низиной Коряцкого хребта, вытянутые цепи островов, расположенных на общем подводном цо-

коле вдоль полосы обширных краевых морей вроде Охотского, Японского, Восточно-Китайского и др. Далее отметим, что с внешней стороны дуги островов сопровождаются узкими полосами наиболее значительных на земном шаре глубин, доходящих до 10 700 *м* и что Камчатка и островные гирлянды представляют непрерывную цепь громадных действующих вулканов. Все вместе взятое накладывает на эту зону особый отпечаток, который и побудил ряд геологов, в частности Лаусона (Lawson) видеть в ней современное геосинклинальное образование.

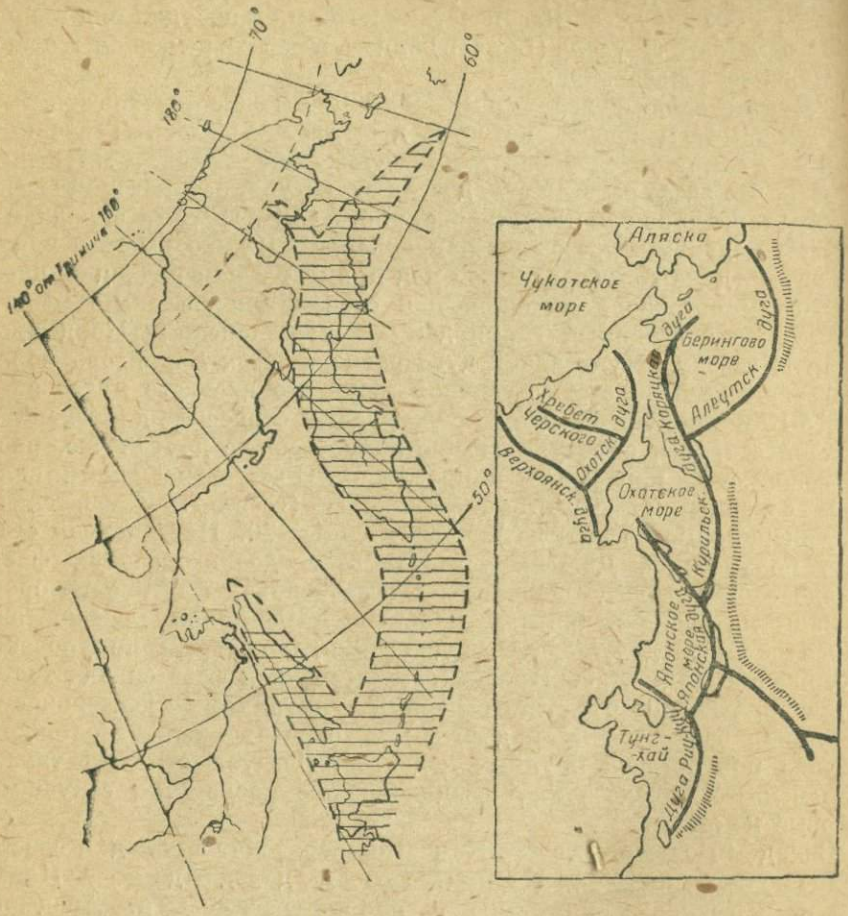
Камчатка сложена верхним мелом в 2500 *м* мощности и третичными отложениями, мощность которых достигает 11 000 *м*. Тектоника Камчатки еще не установлена как следует; в настоящее время можно сказать, что здесь развита складчатая структура, оси которой вытянуты параллельно оси полуострова, т. е. к ССВ. С этими складками связаны надвиги в восточном направлении. Нужно иметь в виду, что на середине Камчатки к ней под прямым углом подходит дуга Алеутских островов, составляющая соединительное звено между азиатскими островными гирляндами и американскими Кордильерами. К северу от указанной дуги располагается Берингово море, образовавшееся за счет опускания какого-то древнего массива.

На Камчатке значительную роль играют сбросовые дислокации, с одной стороны, оконтуривающие полуостров, с другой же, рассекающие его в поперечном направлении. С этими разломами связаны современные гигантские вулканы («сопки»: Ключевская, Авачинская, Шевелюч и др.), числом свыше 20. На западной стороне полуострова Дьяков устанавливает доолигоценовую фазу складчатости; гораздо более ясна домиоценовая фаза, с которой связаны интрузии кварцевых диоритов и излияния порфиритов. Далее мы имеем доплиоценовые движения, к которым приурочены извержения андезитов. Наконец, четвертичная фаза складчатости обусловила начало очень интенсивной вулканической деятельности (излияния базальтов и андезитов) и образование на восточной стороне полуострова крупных надвигов. Следует отметить также современную складчатость, соединенную с разломами, секущими лавовые покровы.

Складки Большого хребта Камчатки переходят в складки совершенно не изученного еще Коряцкого хребта, доходят до мыса Наварин и испытывают виргацию в районе бассейна р. Анадыря (фиг. 134). Восточная ветвь камчатских складок заворачивает на восток и, по мнению С. В. Обручева, заканчивается в Беринговом море, не доходя берега Америки. Анадырская депрессия, по взглядам того же исследователя, представляет собою край более древнего складчатого массива, затронутого альпийским орогенезом. Альпийская складчатость захватывает на Камчатке и севернее ее все отложения, начиная с верхнего мела, причем первой фазой этой складчатости на востоке СССР следует считать ларамийскую, наиболее раннюю из всех молодых орогенических движений.

К югу от Камчатки протягивается линия Курильских островов, представляющих собою вулканические острова, расположенные, надо думать, поверх погруженной под уровень моря древней складчатой зоны; указанная линия приводит нас на о. Иессо — наиболее северный из Японских островов. От него к северу отходят

складчатые цепи о. Сахалина, которые вместе с курильскими уходят в океан к востоку от о. Ниппона. Между Сахалином и Камчаткой находится почти квадратное Охотское море, обязанное своей угловатой формой системам крупных расколов, оконтуривающих мощное опускание, которое захватывало юго-восточное продолжение



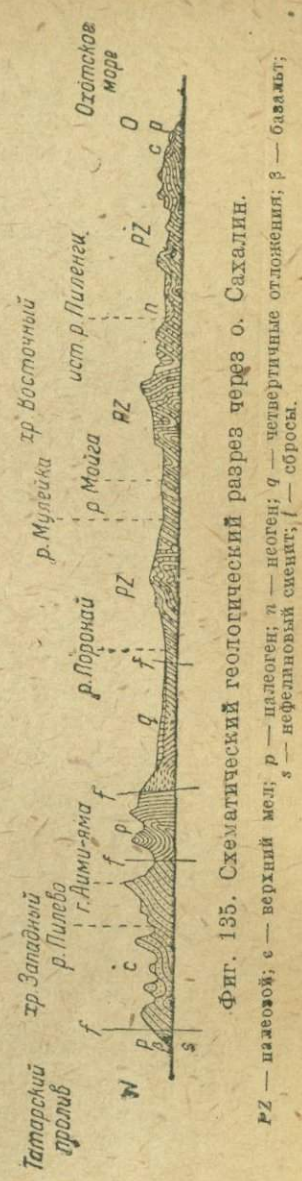
Фиг. 134. Восточно-Азиатская геосинклиналь (по С. В. Обручеву).

Верхоянской дуги. Эта последняя, упираясь в симатическое дно Тихого океана, расщепляется на две ветви — северная через Камчатку и Берингово море направляется в Аляску, а южная может быть прослежена через Сахалин в области Японского моря и на о. Ниппоне.

На о. Сахалине мы имеем продолжение монголо-охотских складок материка, сложенных палеозоем, поверх которых располагаются мезозойские складки германотипного характера, в свою очередь перекрытые сравнительно слабо смятым, но очень мощным кайнозоем. Дислокации на Сахалине направлены к западу, т. е. в сторону палеозойской платформы (фиг. 135).

Большую роль на Сахалине играют продольные сбросы, связанные с неогеновой складчатостью. Подобного рода дизъюнктивными дислокациями определяются также и линии западного и восточного берега острова. Со сбросами связаны по берегам Сахалина вулканические излияния.

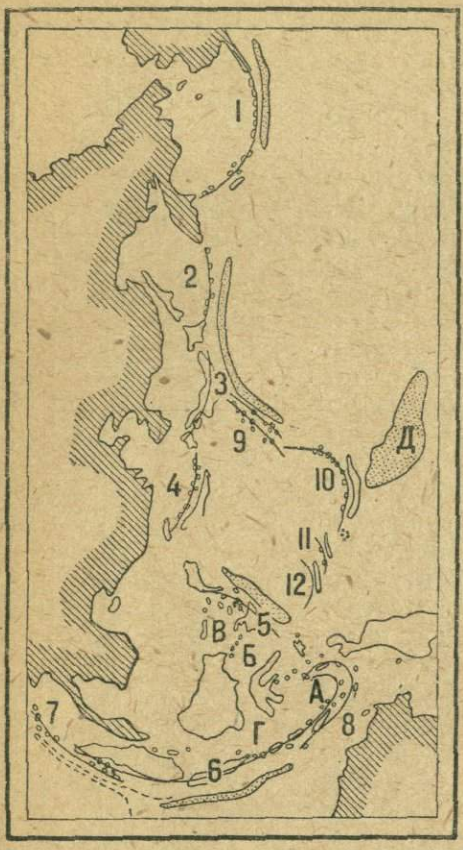
Необходимо сказать несколько слов об общем тектоническом положении островных гирлянд и Камчатки. По мнению Рихтгофена, азиатский материк сходит ко дну Тихого океана тремя огромными сбросовыми уступами (см. фиг. 128, стр. 455). Первый из них определяет обрыв Большого Хингана к Манчжурской равнине, второй образует западный берег Японского моря, а с третьим связан обрыв Японских островов к глубинам Тихого океана. По мнению Зюсса, мы имеем здесь правильные складчатые зоны, в которых автор «Лика Земли» устанавливает ряд продольных полос (передовые глубины, полоса третичных отложений, кордильеры и вулканы). В этом понимании очень ценно представление единства островной структуры и передовых глубин. По мнению Кобера, рассматриваемая полоса складок представляет собою складчатое образование орогенного типа и нормального характера, зажатое между двумя платформами (кратогенами), из которых восточная располагается на месте северной половины Тихого океана. У Штауба Сахалин и Камчатка — свободные окончания альпийской складчатой зоны, завернутой к северу сопротивлением базальтового дна Тихого океана. Оригинальное решение образования островных гирлянд дает Вегенер: по его мнению, скольжение всего азиатского материка на запад вызвало его отрыв от крайней восточной его части, прочно спаявшейся с океаническим дном. У Аргана мы находим сходные представление, но измененные путем внесения принципа движений пластичных масс внутренних частей земной коры; он полагает, что отодвигания Азии на запад вызывает замедление симатических токов и образования островных гирлянд в зоне взаимодействия континента и океана, имеющих столь различные структурные особенности.



Фиг. 135. Схематический геологический разрез через о. Сахалин.
PZ — палеозой; c — верхний мел; p — палеоген; n — неоген; q — четвертичные отложения; β — базальт; s — нефелиновый сиенит; f — сбросы.

Очень любопытны и смелы представления Лаусона, считающего, что азиатский материк оконтурен погруженными его частями, на

поверхности которых развились геосинклинальные моря (фиг. 136). Край континентальной литосферы надвинут на океаническое дно, причем дугообразная форма островных гирлянд представляет собою проекцию прямолинейных плоскостей надвига на шаровой поверхности (имеющую непременно форму дуги). При этом, по мнению Лаусона, не материк надвинулся на океаническое дно, а последнее благодаря своей огромной массе пододвинулось под край континента. К этой концепции склоняется также и С. В. Обручев.



Фиг. 136. Расположение тектонических элементов Восточно-Азиатской геосинклинали и сопровождающие их океанические глубины (по Лаусону).

Точками показаны океанические глубины; кривыми — островные дуги: *1* — Алеутская; *2* — Курильская; *3* — Японская; *4* — Риу-Киу; *5* — Филиппинская; *6, 7, 8* — Малэзийские; *9* — Бонин; *10* — Марианны; *11* — Яп; *12* — Пелью. *А* — море Банда; *Б* — море Целебес; *В* — море Сулу; *Г* — море Флорес; *Д* — впадина Brooke.

Установки Лаусона очень интересны, но покамест не доказуемы; они касаются таких огромных проблем мировой тектоники, что было бы неуместно разбирать построения Лаусона и других тектонистов в этой книге. Для этого пришлось бы чересчур расширить рамки нашего изложения. Для нас более всего приемлемо положение что Восточно-Азиатская геосинклиналь имеет характер современного геосинклинального прогиба на краевой глыбе, согласно идеям Рихтгофена, опущенной между платформами Азии и океаническим дном. Возможно, что эта геосинклиналь представляет, хотя бы частично, зону перерождения симатического основания океана в область континентальной литосферы.

2. Стратиграфия и история развития

Наиболее древними образованиями Восточно-Азиатской геосинклинали являются **каменноугольные** отложения Восточного хребта Сахалина, представленные кварцитами, яшмами и вулканическими туфами; среди яшм находят прекрасной сохранности радиолярии, которые встречаются также и среди аналогичных пород японской части острова, относимых к свите Чичибу. В этой последней на о. Нипоне находят каменноугольную фауну, что и дает основание северо-сахалинские кварциты и яшмы тоже относить к карбону. Карбон указывается также в виде различных сланцев и в Центральном хребте Камчатки.

Покамест следов перми и триаса на Камчатке и Сахалине не найдено, хотя на последнем, на морском берегу, была найдена галька с триасовой фауной, происхождение которой неизвестно.

Юрские породы слагают в бассейне Анадыря хребет Пекульней, где развиты среднеюрские сланцы, переходящие, по данным Елисеева, в сильно-метаморфизованные породы, относившиеся прежде к палеозою. Выше залегает верхняя юра в виде зеленоватых песчаников и сланцев с *Aucella Fischeri* и *Auc. terebratuloides*. На Камчатке к юре условно относятся глинистые сланцы, песчаники и туфогенные породы.

Меловая система начинается в бассейне Анадыря излияниями липаритов и порфиритов, а на Камчатке покровами базальтов, лежащими несогласно на юрских породах и соответствующими неокому; к этому времени относятся разнообразные интрузии. В основании морских отложений на р. Анадыре располагаются конгломераты, песчаники и сланцы с *Inoceramus concentricus*; в Пенжинской губе та же форма встречена в песчаниках — она указывает на альб. Кроме того, в бассейне Анадыря развиты песчаники валанжина с *Aucella volgensis*, *Auc. bulloides* и *Au. crassa*.

Верхний мел на Камчатке имеет мощность приблизительно в 2500 *м* и начинается в этом районе песчаниками и сланцами с *Puzosia*, *Turrilites* и *Lytoceras*, указывающими на сеноман индийского типа; здесь же развиты туфогенные песчаники и покровы базальтов. К турону относятся песчаники и сланцы, заключающие на Камчатке *Inoceramus labiatus*. В бассейне Анадыря меловые отложения заканчиваются обломочными породами с растениями и прослоями углей. На Камчатке слои с углем переслаиваются с морскими сенонскими образованиями. Слои с *Inoceramus Cuvieri* (сенон) развиты также и к востоку от Охотска.

На о. Сахалине верхний мел построен как морскими, так и континентальными отложениями; южнее, в Японии, морские образования преобладают. Наиболее древний горизонт сахалинского мела — айнусский — состоит из зеленоватых песчаников, в которых встречаются *Trigonia subovalis*, *Pectunculus sachalinensis*. В тех же песчаниках найдены остатки папоротников и отпечатки водорослей. Возраст айнусского горизонта — приблизительно альб и сеноман. Следующий горизонт носит название гиляцкого; он развит вдоль Западного хребта и сложен конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и пластами угля. В этом горизонте была собрана многочисленная флора (*Marchantites*, *Gleichenia*, *Dammara*, *Thuja cretacea*, *Credneria*, *Aralia*, *Viburnum*). Он соответствует, по Криштофовичу, сеноману и турону. Гиляцкие слои покрываются орочонскими песчаниками и сланцами, в средней части которых встречается морская фауна (*Inoceramus sachalinensis*, *In. lobatus*, *Puzosia striata*, *Tetragonites*, *Gaudryceras*). Из этой фауны подчеркнем присутствие *Tetragonites* — крайне типичного аммонита тихоокеанской провинции, никогда не встречающегося в Тетисе. Кроме фауны в орочонских слоях найдены остатки растений *Asplenium*, *Sequoia*, *Credneria*, *Nillsonia*. Возраст этих отложений может быть определен примерно как сантонский и кампанский.

Палеоген очень мощно развит на Сахалине и представлен так же, как и верхний мел, континентальными образованиями с прослоями

морских. Он начинается конгломератами в 130 *м* мощности, иногда относимыми к верхам мела. Выше располагается нижнедуйская свита, состоящая из глинистых сланцев и песчаников с прослоями каменного угля с остатками растений (*Osmunda*, *Sequoia*, *Myrica*). Кроме того, в этой свите были найдены прослои с *Ostrea*. Мощность нижнедуйской свиты достигает 300—350 *м*. Она покрывается свитами: Ген ойши (глинистые сланцы) с морской фауной и Хойнджо, сложенной покровами лав, туфами и брекчиями. Мощность обеих свит достигает 300 *м*.

Верхняя часть палеогена представлена верхнедуйской свитой глинистых сланцев, песчаников и каменных углей, с остатками растений (*Trapa borealis*, *Complonia*, *Ficus*); ее мощность определяется в 200—400 *м*. Таким образом, общая мощность сахалинского палеогена достигает 1200 *м*.

Континентальный палеоген отмечается также на Камчатке и в бассейне Анадыря, где развиты тоже угленосные образования с *Woodwardites*, *Taxodium distichum*, *Sequoia*, *Populus*, *Alnus*, *Acer*. Эта флора, по мнению Криштофовича, имеет эоценовый характер. Здесь имеются и морские отложения эоцена и олигоцена, состоящие из песчаников.

На Камчатке пограничным горизонтом мела и палеогена являются песчаники и сланцы с углем, выше которых залегают слои с морскими ежами, относящиеся, повидимому, к эоцену. В олигоцене развиты лавы и туфогенные породы.

Неогеновые образования на Сахалине начинаются на западном побережье морскими породами миоцена, представленными сланцами с *Pecten* и *Cardium* (мощность 750 *м*) и покрытыми туфогенными породами и брекчиями с жилами базальтов. Они кроются «рыхлой» свитой песчаников и песчанистых сланцев свыше 1000 *м* мощности с *Cardium decoratum* и *Pecten propatulus*.

Над нею залегает хойская свита в виде сланцев и глин с *Taxodium distichum miocoenicum* (105 *м*), она в свою очередь покрывается свитой Уанди из песчано-глинистых пород с бурым углем и морской фауной. Этой свитой заканчивается миоцен Сахалина.

Неогеновые отложения восточного побережья острова с трудом увязываются с только что упомянутыми свитами, развитыми на западе. Первые имеют громадное практическое значение в виду того, что с ними связаны месторождения нефти; их мощность измеряется несколькими тысячами метров. В основании залегают пески и сланцы с прослоями углей, а выше песчанистые отложения с нефтью. По фауне можно различить три горизонта: нижний — содержащий *Solemya labeosa*, средний с *Cardium californiense* и *Tapes decussata* и верхний с *Yoldia Cooperi*. Все эти образования свойственны морю с невысокой температурой.

В бассейне Анадыря и в районе Пенжинской губы развиты песчано-глинистые породы, местами с углем, с *Mytilus*, *Cardium* и *Tellina*. На Камчатке неоген представлен базальтами и туфогенными породами.

Неоген тихоокеанского побережья коренным образом отличается от неогена южной Европы тем, что сложен осадками незамкнутых или внутренних бассейнов, а образованиями краевых частей Тихого

океана, т. е. принадлежит нормальной фации побережий открытого моря. Поэтому изучение тихоокеанского неогена может быть проведено лишь путем сопоставления его с неогеновыми породами Северной Америки.

Четвертичный период в Восточно-Азиатской геосинклинали представлен либо морскими образованиями побережий, либо лавовыми покровами Камчатки.

Излагать историю геологического развития Восточно-Азиатской геосинклинали очень трудно, так как фактический материал для этого очень скуден и отрывочен.

Можно думать, что эта зона испытывала орогенез в палеозое и в юре одновременно с его проявлениями на материке.

Геосинклиналь зародилась в нижнем мелу, так как в верхнем уже накопилось около 5000 *м* осадков в бассейне Анадыря. Она была занята морским бассейном, который заходил на охотское побережье и на восточную сторону Сахалина, где наблюдается трансгрессия в начале сеномана и в сантоне. Море перекрывало своими осадками наземные озерные и болотистые отложения; повидимому, мы здесь имеем краевую зону геосинклинального прогиба, проходившего восточнее — вероятно, в зоне Курильских островов. Конец мела характеризуется ларамийскими поднятиями и регрессией моря, которое в палеогене только немного проникало в район современного Татарского пролива. В течение всего палеогена в геосинклинали накапливались мощные континентальные озерные и болотистые отложения, отделенные от океана какими-то возвышенностями. В конце олигоцена последовали первые орогенические движения, которые затем проявлялись достаточно часто и сильно.

В миоцене область Охотского моря стала прогибаться, причем морской бассейн проник на восточную окраину сахалинских палеозойских массивов и достиг по средней части моря Пенжинской губы и бассейна Анадыря — повидимому, обойдя Камчатку с запада. Миоцен был временем усиленного погружения геосинклинали, в которой накапливались тысячи метров континентальных осадков. Очевидно, в то время существовал какой-то барьер, не допускавший воды океана в зону этого прогиба. Только временами море захватывало восточное побережье Сахалина. Прогибание чередовалось со складкообразованием и мощными проявлениями магматической деятельности. Четвертичное время ознаменовалось исключительно важными событиями. На Камчатке произошли крупные надвиги; образовались расколы поперек этого полуострова, вдоль которых начали действовать громадные вулканы. Крупнейшие разломы оконтурили впадину Охотского и Японского морей, в связи с чем вылилось огромное количество лавы; возникшие впадины стали усиленно прогибаться, образовав геосинклинальные моря. Геосинклиналь находится в полном развитии; она отличается современными смятиями и расколами, в высшей степени интенсивной вулканической деятельностью и интенсивной сейсмической. Она готовится к будущему орогенезу, который впоследствии заменит краевые моря высокими горными хребтами. Поднятие островов компенсируется исключительной величины опусканиями внешней стороны гирлянд. Есть основание предполагать, что симатическое дно Тихого океана медленно отступает на восток, замещаясь геосинк-

линальной структурой, входя таким образом в состав сиалической литосферы, что особенно усиленно должно происходить в районе Филиппинских островов, островов Каролинских, Фиджи и Новой Зеландии.

3. Полезные ископаемые

Полезные ископаемые Восточно-Азиатской геосинклинали связаны большею частью с мезо-кайнозойским этапом ее развития и относятся главным образом к разряду каустобиолитов; так, к а м е н н ы е у г л и залегают в гиляцком ярусе верхнего мела на Сахалине, а также в различных горизонтах палеогена и неогена на Сахалине, Камчатке и в бассейне Анадыря. Эти месторождения имеют очень важное значение для пароходства вдоль наших тихоокеанских берегов. На Сахалине к верхам плиоцена приурочены эксплоатируемые нами и японцами месторождения н е ф т и; последняя найдена также и в западной половине Камчатки. Обратим еще внимание на полезные ископаемые, связанные с современной вулканической деятельностью — с о л и б о р а, с е р у и пр.

Нам следовало бы закончить описание восточной части СССР обычной сводкой подобно тому, как мы делали выше, но отрывочность материала и скудость сведений заставляют нас отложить это до следующей части нашей книги, в которой мы даем общее подытоживание всего геологического материала по СССР.

Мы закончили наш путь от Балтийского моря до Тихого океана; и вот, мы стоим на берегу величайшего пространства на земле, находящегося во власти водной стихии. Бурно несутся седые валы океана от Камчатки и Сахалина до Мексики, Австралии и Чили. Они скрывают под собою великую тайну основной линии развития земной коры — диалектическую связь гранитной и базальтовой ее части. Эта связь, единая во времени и пространстве, входит в проблему Тихого океана; именно в нем происходит наиболее медленное, наиболее значительное геологическое развитие земной коры, этапы которого нам пока неизвестны.

Часть шестая

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ СССР

I. СХЕМА ТЕКТОНИКИ СССР

1. Исторический обзор

На предыдущих страницах был сообщен в крайне сжатом виде громадный фактический материал, собранный примерно за сто лет геологами нашей страны и иностранными ее исследователями. Еще совсем недавно у нас не было никаких тектонических построений, которые бы подытоживали собранные геологические данные. Мы прежде всего должны отметить в кратких чертах те схемы, которые даны были для нашей страны на западе, а именно Зюссом, Арганом, Кобером. Западные геологи вообще очень мало разбираются в геологии нашей страны, прежде всего из-за незнакомства с русским языком, вследствие чего наша огромная литература остается для них недоступной. С другой стороны, привычка брать Европу за образец обусловила во многих случаях неправильное истолкование тектонических соотношений в Азии. Недаром Бубнов сказал, что тот факт, что геология развилась именно в Европе, где структура очень сильно уклоняется от нормы, является для нашей науки достаточно трагичным обстоятельством.

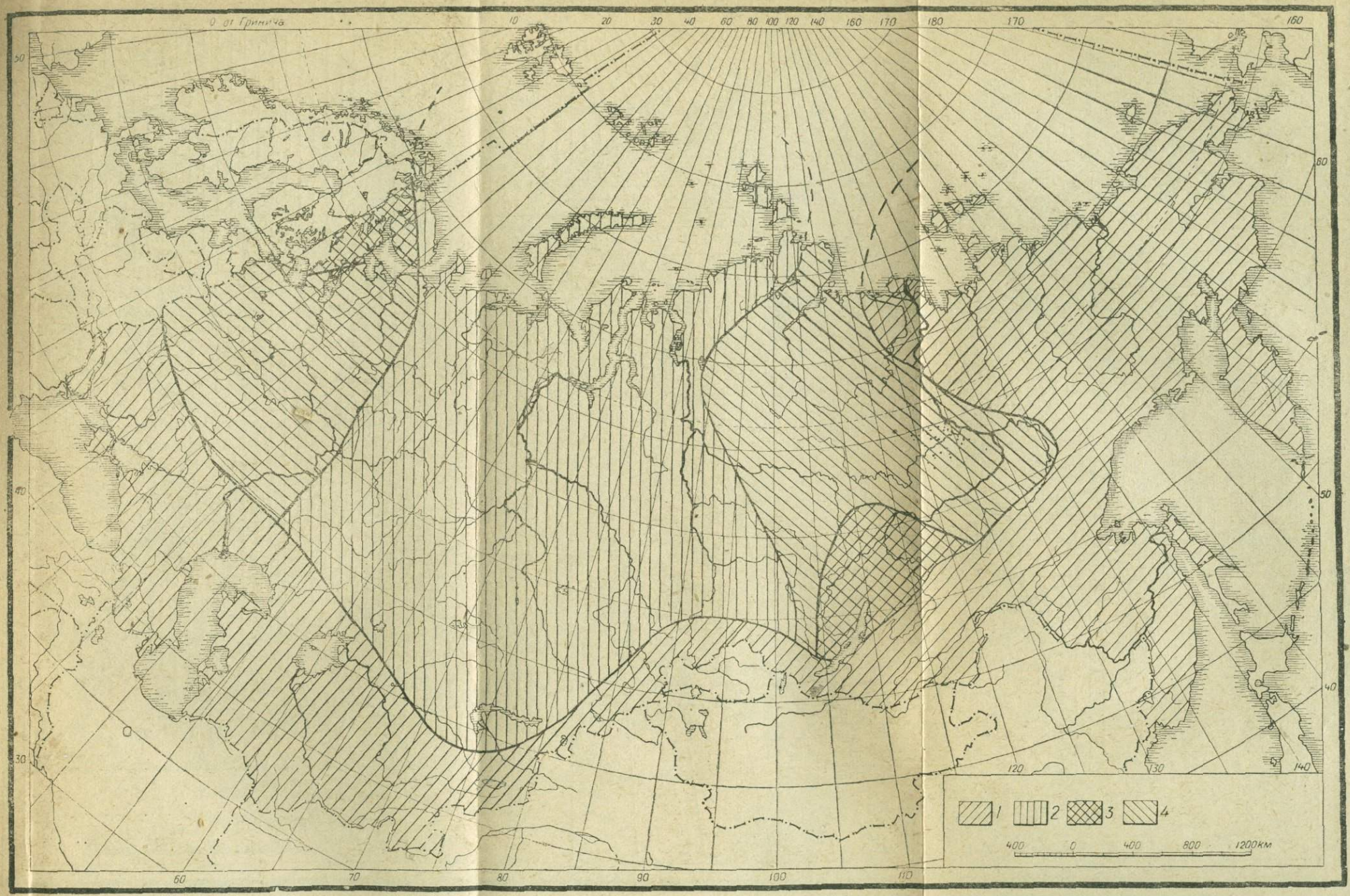
Э. Зюсс, как известно, первый дал синтез тектонической структуры земли. В пределах Сибири он выделил как наиболее древнюю часть Азиатского материка не раз упоминавшееся «древнее темя Азии», сопровождаемое «Иркутским амфитеатром» — то ядро, вокруг которого нагромождались более новые складчатые образования.

Эти последние, по мнению Зюсса, составляют узел в Алтае, который он назвал «юным теменем». От последнего в разные стороны отходят древние складчатые зоны — «алтаиды», образующие складки Средней Азии, Урала, Донецкого бассейна, Келецко-Сандомирского кряжа, герцинских цепей Европы и складки тихоокеанского побережья, перекидывающиеся в Северную Америку. Любопытно, что Зюсс слабо отделял альпийские складки от палеозойских и называл первые «постумными алтаидами», считая, что они являются результатом оживления старых палеозойских дислокаций. Третья ветвь алтаид, по Зюссу, через Индо-Китай направляется в Зондские острова. Это собрание расходящихся во все стороны складчатых поясов Зюсс объединил под именем «Азиатского сооружения» (Der asiatische Bau), включив в него также и Сибирскую и Русскую платформы. Крайний северо-восток Азии в составе складок Верхоянской и Анадырской дуг он отнес к «Андскому сооружению», установив связь их со складчатым поясом Кордильер. У Зюсса мы имеем

первоначальный тектонический анализ структур, но нет еще разбора плана отдельных складчатых систем по возрасту. Иное мы уже имеем у его преемников, например, у Кобера, который разбирает структуру земного шара в свете чередования различных тектонических эпох. Арган увлекся динамизмом развития складчатых сооружений и тектонику Азии стал объяснять образованием мощных глубинных складок, сгибавших и раздроблявших огромные древние массивы, причем у него мы находим анализ действия пластичных частей земной коры и соображения об их удельных массах, которым он приписывает очень важное значение в деле формирования складчатых сооружений.

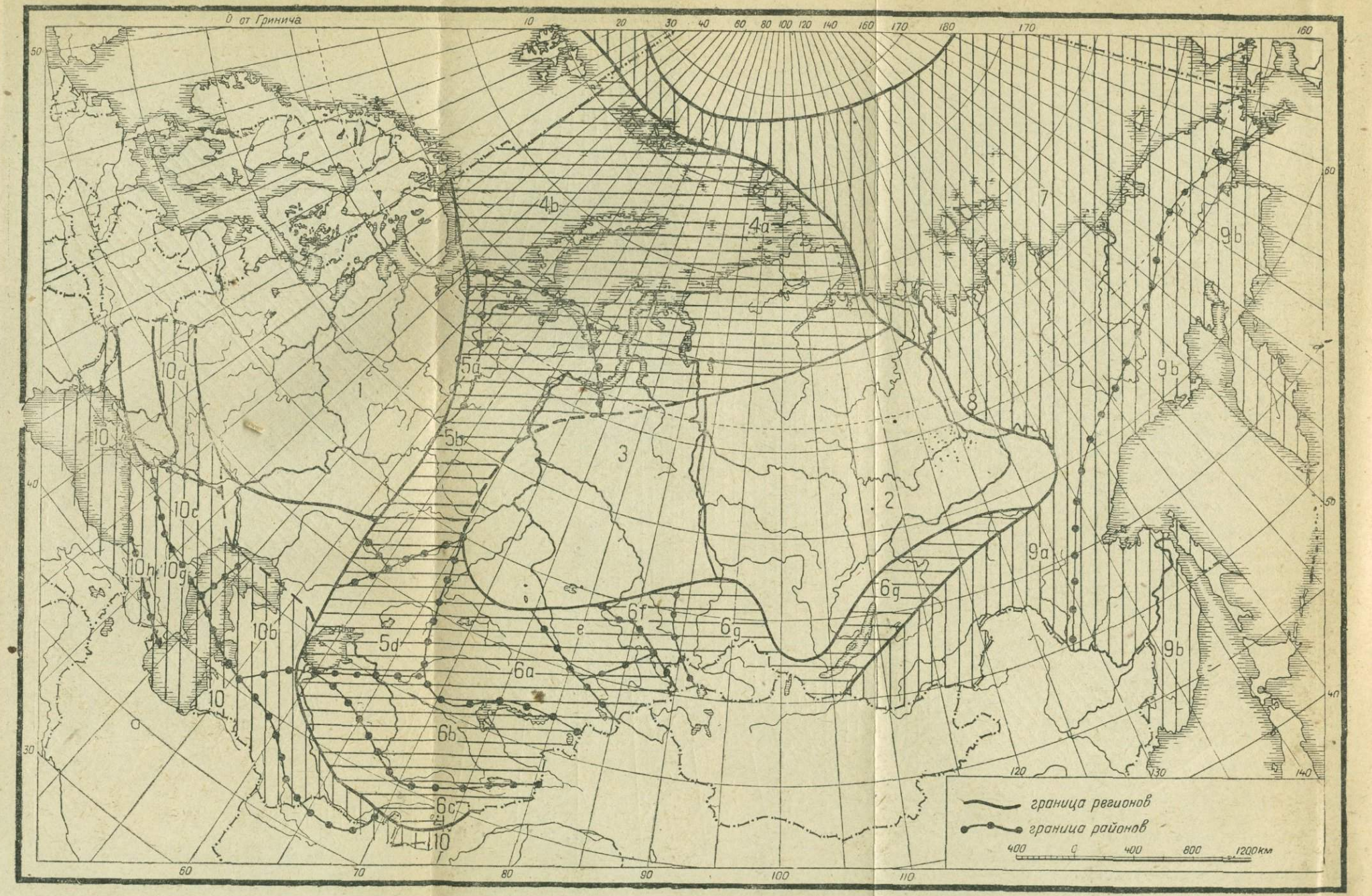
Однако, все геологи нашего времени отличаются тем, что отбрасывают идею о «древнем темени» и ставят на его место в центр развития Евразии обе платформы — Русскую и Сибирскую. Для них, однако, далеко неясна роль Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, которую они представляют себе в виде узкой зоны прогиба на месте современного Урала. Другим недостатком сводных геологических работ заграничных ученых по территории СССР является очень малая компетентность в вопросах нашей геологии из-за незнакомства, а отчасти и прямого пренебрежения к русской литературе, что особенно заметно, например, у Коссмата. Иностранные авторы, как, например, Штауб, очень много значения придают альпийской складчатости, оставляя в тени палеозойские структуры и совершенно недооценивают значение мезозойского орогенеза, наоборот, выпукло выдвигаемого вперед американскими учеными. Это последнее отражается также на целом ряде установок и наших ученых.

В советской геологической литературе имеются три новейших сводки тектонического материала по СССР. Первая из них принадлежит Тетяеву, вторая — Наливкину, а третья — Архангельскому и Шатскому. Первый из них назвал свою сводку «Классификационной картой складчатых зон СССР», на которой он выделил лишь области той или иной складчатости (фиг. 137). При этом распространение последней он понимает весьма своеобразно и отлично от других геологов-тектонистов, что стоит в связи с особыми представлениями указанного автора в данной области. На всем протяжении нашей книги мы выявляли разницу между платформенной и геосинклинальной структурами земной коры и в смысле залегания пород, и в смысле мощности их, равно как и по метаморфизму и магматической деятельности. Мы не могли обойти молчанием тот бросающийся в глаза факт, что расположение складчатых зон определяется наличием платформ или тех или иных древних массивов. Между тем Тетяев утверждает, что платформы существуют только в момент орогенеза, представляя лишь области с меньшей интенсивностью дислокаций. У него можно, например, встретить такое рассуждение: залегание слоев Подмосковного бассейна и Урала различно; на Урале мы имеем герцинскую складчатость, следовательно, он представляет собой геосинклиналь, а Подмосковный бассейн — платформу. Это совершенно правильно и на наш взгляд. Но затем Тетяев сравнивает Подмосковный бассейн и Балтийский щит, причем находит, что в последнем слои залегают еще более спокойно; из этого он делает вывод, что по отношению к Балтийскому щиту Подмосковный бассейн является геосинклиналью, с чем мы согласиться с ним уже



Фиг. 137. Тектоническая схема Тетяева.

1 — альпийская складчатая зона; *2* — герцинская складчатая зона; *3* — каледонская складчатая зона; *4* — докембрийская складчатая зона.



Фиг. 138. Тектонические районы СССР по Наливкину.

Вертикальная штриховка —мезо-кайнозойские геосинклинали; горизонтальная штриховка—палеозойские геосинклинали; без штриховки (в пределах СССР) — докембрийские платформы.

никак не можем, так как последний не имеет никаких признаков геосинклинальной структуры. Вне моментов орогенеза слои всюду залегают горизонтально, а потому, по Тетяеву, в это время нет разницы между геосинклиналями и платформами. Мы же знаем, что существуют различные категории структуры, взаимно связанные друг с другом во времени и пространстве диалектическим ходом развития геосинклиналей и платформ.

Чтобы не вдаваться в рассмотрение теоретических построений Тетяева, весьма мало основанных на фактическом материале и им не подтверждаемых, обратимся к его карте. На ней показаны области складчатостей докембрийской, каледонской, герцинской и альпийской. Складчатость мезозойского возраста им совершенно не выделяется, что сильно затушевывает крупнейшие черты структуры, в особенности в восточной части Союза.

На карте Тетяева нет простираний складчатых сооружений, нет их отношения к горизонтальным отложениям, нет указаний на наложение одной складчатости на другую, не отображена структура и не показан ход развития ее. Мы не видим на ней разницы между геосинклинальными и платформенными структурами, так что складчатость Урала и купола восточной части Русской платформы закрашены одним цветом. Принимается в расчет не структура, что является главнейшим предметом тектоники, а возраст нарушений, какого бы характера и какой бы интенсивности они ни были. Поэтому в зону альпийской складчатости включены Подольская глыба, Прикаспийская впадина и все горные сооружения от Памира до Берингова пролива; притом принцип полностью не выдержан: например, Жегулевская дислокация несомненно альпийского возраста в эту зону не включена, а разделена пополам между докембрийской и герцинской складчатостью. Балтийский щит только потому отнесен к каледонской зоне, что к югу от Ленинграда имеются небольшие нарушения в нижнем палеозое.

Итак, эта карта не выявляет структурных особенностей нашей страны, не дает представления о типе развития отдельных тектонических элементов, не различает таких основных категорий, как платформы и геосинклинали, и дает между районами складчатостей совершенно не увязанные с фактическим материалом границы. Карта Тетяева представляет собой отрыв от геологической действительности и как таковая она очень сильно схоластична.

Иную карту дает Наливкин. В ней не видно никаких теоретических построений; она представляет собой формальное районирование, причем мы встречаем в ней ряд крупных недочетов (фиг. 138).

Границы между отдельными тектоническими районами проведены искусственно; так, например, ничем не оправдывается отделение Мугоджар от Урала и Уральской геосинклинали от Ангарской (области Средней Азии, Казахстана и Кузнецко-Алтайской горной страны). Чрезвычайно непонятно выделение в бассейне Оби докембрийской платформы, что доказывается весьма странным образом; приведенные Наливкиным аргументы были подробно разобраны Архангельским, показавшим их несостоятельность. Новая Земля, Северная Земля, Таймыр и север Сибирской платформы отнесены к какой-то «Северной геосинклинали», в то время как мы очень хо-

рошо знаем, что упомянутые тектонические элементы очень тесно связаны с более южными образованиями.

Карта Наливкина не дает никакого представления о структуре и ее развитии, построена по случайным признакам и заключает очень много неверных положений. Естественно, что служить отображением тектонической структуры она не может точно так же, как и карта Тетяева.

Карта Архангельского и Шатского построена совершенно иначе. Она изображает области последней геосинклинальной складчатости, различая докембрийские и палеозойские плиты, области мезозойской складчатости и альпийские геосинклинальные области (табл. XXXI). В этом уже видно стремление авторов подчеркнуть особенности исторического развития этих крупнейших тектонических элементов. Кроме того, на плитах и областях складчатости обозначена глубина залегания складчатого фундамента под покровом более новых осадочных пород; иначе говоря, в карту введен принцип отображения мощности горизонтального осадочного покрова, что придает карте структурный и интересный вид. На карте показаны главнейшие простирания наиболее молодых складчатостей, причем отмечено также условными знаками и существование складчатых комплексов более древних, чем тот, цветом которого закрашена та или иная тектоническая область. В результате мы имеем карту, построенную на тщательно проанализированном фактическом материале, карту, в которой очень четко выявляется структура и нашей страны, и всей Европы, и Передней Азии. Ее недостатками следует, может быть, признать отсутствие простираний древних складчатостей, слишком широкое распространение альпийской складчатости на Памире и мезозойской — в Забайкалье и Монголии. Можно пожалеть, что не выделены альпинотипные и германотипные структуры, а также альпийские глыбовые движения и системы расколов. Нужно, однако, иметь в виду, что изображение всех этих данных на одной карте сопряжено с очень значительными техническими затруднениями.

Тектоническая карта Архангельского и Шатского есть моментальная фотография наших знаний о тектонической структуре СССР, выявляющая ее с очень большой четкостью и ясностью — в этом отношении ее появление есть событие мирового научного значения. Но, так как накопление новых данных в нашей стране идет очень быстро, естественно, что и эта схема в некоторых своих пунктах нас уже не удовлетворяет [1]. Нужно думать, что в результате огромной работы по составлению 25 томов «Геологии СССР» появится новая схема тектоники нашей страны, которая, вероятно, будет отличаться от схемы Архангельского и Шатского лишь второстепенными подробностями, так как основные моменты установлены на разбираемой карте уже достаточно прочно.

В результате мы имеем по существу только одну настоящую схему тектоники СССР, хотя и частично устаревшую, так как карты Тетяева и Наливкина представляют довольно неудачные попытки дать ее картографическое выражение.

К этой книге приложена структурная схема СССР, которая дает изображение тем тектоническим элементам, о которых шла речь

[1] См. пояснительную записку к тектонической карте в конце книги.

в тексте; она дается для внесения некоторой ясности при общем обзоре тектоники нашей страны (табл. XXXII). Построена она по принципам, близким к тем, которые положены в основу карты Архангельского и Шатского, с добавлением новых данных, особенно в области Арктики и восточной части Союза (см. объяснительную записку к этой карте).

2. Тектоническая структура СССР

Нам уже приходилось при обзоре отдельных районов и крупных областей Союза обращать внимание на связь отдельных тектонических элементов между собою и разбирать значение последних. Сейчас же нам нужно свести этот материал в общем плане, из разрозненных частей создать единое структурное целое. При нашем рассмотрении тектонической структуры СССР мы не будем касаться ее частностей, а также ограничения составных элементов, считая это уже читателю в достаточной степени известным.

На западе нашей страны мы имеем Русскую платформу, созданную архейскими и протерозойскими орогеническими движениями с преобладающим направлением простирания складок, близким к меридиональному. Мы выделяем на востоке платформы область в значительной степени подвижную, в которой расположение и характер складчатого фундамента нам неизвестны. На западе платформа ограничена каледонской зоной Норвегии, повидимому, распространяющейся на Шпицберген и на все Баренцово море вплоть до Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, как это думают некоторые геологи. С востока платформа ограничена складками Урала; влияние последнего распространяется и на платформу; одним из доказательств этого служит наличие валов и куполов в Восточно-Русской впадине. Характер тектонических форм, интенсивность дислокаций и другие признаки не позволяют нам объединить эту последнюю область с Уралом, как это делает Тетяев. На юго-востоке платформа сливается с мезозойским складчатым образованием Мангышлака посредством переходной области Эмбенского бассейна, в котором ощущается также сильное влияние движений Урала. Очень неясно южное ограничение платформы, где вытягивается Причерноморская предгорная впадина. Ее северная часть несомненно располагается частично на древнем кристаллическом фундаменте. В более же южных областях основанием впадины может быть погребенное киммерийское складчатое сооружение, видимое в Добрудже, Крыму и Мангышлаке или же герцинское, наличие которого в этой области весьма вероятно. Полоса мезозойских складок, вероятно, обходит Ставропольскую глыбу с севера и увязывает Крым с Мангышлаком. Очень возможно, что указанная полоса покрывает палеозойский складчатый фундамент, который мы видим в окнах Карпат, в Добрудже и частично на северном склоне Кавказа. В таком случае нам станет понятным образование Донецкого бассейна, как геосинклинального перерождения части платформы вблизи проходящего обширного геосинклинального прогиба.

На западе платформа ограничена герцинскими складками Германии, Польши и Румынии, уходящими далее в область котловины Черного моря, в Крым, на Кавказ и Рионскую плиту. Дальнейшее

их продолжение намечается в Эльбурсе и Копет-даге. Герциниды Румынии и Польши частично перекрыты мезозойской и альпийской складчатостью Карпат, изогнутая линия которых обходит древние массивы, сливается с Балканами, а далее со складками Малой Азии, ясно минуя погруженную древнюю Понтиду, сохранившуюся лишь частично в виде Рионской плиты.

Альпийские складки главного ствола из Армении переходят в Эльбурс и далее в Копет-даг, Паропамиз и Гиндукуш.

Кавказская складчатая зона начинается в Добрудже, проходя южнее Крыма, через Кавказ и сливаясь на востоке с Копет-дагом. С севера зона обрамлена мезозойскими складками, которые идут через Мангышлак, Туар-кыр и Кара-кумы на Памир и далее в Каракорум. Между Кавказской зоной и альпийскими складками главного ствола располагается погруженный массив Понтиды, который выклинивается на востоке где-то в бассейне Куры.

Урало-Тянь-шаньское сооружение, отделяющее Русскую и Сибирскую платформы, на север уходит в Ледовитый океан, где оно обрезано полярными глубинами. На юге оно переходит в Монголо-Охотское складчатое сооружение, направляясь между Сибирской платформой и массивом Сериндии. В силу такого расположения его складки имеют дугообразную форму, широко расходясь в районе примыкания к Альпийской складчатой зоне и снова сближаясь в северном направлении. Мы уже знаем, что в западной части Урало-Тянь-шаньского сооружения располагается зона развития герцинских складок, тогда как в остальной его части эти последние накладываются на каледонские. Нам уже приходилось говорить, что самая структура сооружения сильно осложняется существованием в нем древних массивов, между которыми проходят каледонские складки, причем в восточной части указанные массивы представляют сложную мозаику плит и грабен-геосинклиналей, на которые накладываются каледонские складки, принимающие вследствие этого весьма своеобразные особенности в смысле их форм и сложно построенных надвигов. К северу как массивы, так и складчатые полосы погружаются под слабо дислоцированный покров мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины, из-под которого складки выходят в виде таймырских, только самая западная полоса их — Урал и зона передовых дислокаций — Пай-хой и Новая Земля — выходит на поверхность на всем протяжении, тогда как более восточные части Урало-Тянь-шаньского сооружения погружены под покров осадочных пород и даже опущены ниже современного морского уровня. Выступание Урала, вероятно, объясняется тем, что, будучи расположенным на стыке с Русской платформой и отличаясь необычайным изобилием изверженных пород, он представлял собою утолщение в земной коре с ярко выраженной тенденцией к поднятию.

Переходим теперь к тектоническим построениям для восточной части СССР, которые, естественно, должны иметь более гипотетический характер в зависимости от очень слабой ее изученности.

Тектоническую структуру восточной части СССР определяет наличие двух докембрийских платформ — Сибирской и той, которая предположительно захватывает восточную часть Ново-Сибирского архипелага и острова Де-Лонга — будем называть ее Арктической — а также наличие на востоке базальтового дна Тихого

океана. Помимо этого, обращает на себя внимание область Охотского моря, в котором можно предполагать какой-то массив; об этом говорит расхождение верхоянских складок к востоку и югу, а также и виргация альпийских складок на о. Иессо на сахалинскую и курильскую ветвь.

Мы не имеем возможности установить простирание архейских складок на обширных пространствах. О протерозойских мы знаем значительно больше: так, намечается линия от Карского моря через Енисейский кряж, Саян, Байкальское нагорье и Становой хребет к Охотскому морю. Направление этих складок определяется наличием Алданской и Анабарской архейских глыб, которые и были центрами развития Сибирской платформы. Эту последнюю мы совместно с Делонэ, Арганом и другими геологами считаем древнейшею частью азиатского материка, в то время как «древнее темя Азии» Зюсса оказывается в свете современных данных очень небольшим районом главным образом протерозойских складок, который никак не может претендовать на решающую роль в деле установления структуры Азии.

Каледонские складки опоясывают докембрийские массивы, причем мы имеем главный их пояс на юре — между Саяном на севере и Куэнь-лунем и Нань-шанем на юге. Они вступают с запада из Урало-Тянь-шаньского сооружения и обходят Сибирскую платформу с юга. Дальнейшее их направление еще не выявлено, но продолжение всей зоны складок в бассейн Амура и к Охотскому морю является несомненным. К этой же складчатой зоне следует отнести каледониды Прибайкалья и Патомского нагорья с предгорной впадиной в бассейнах Ангары и Лены.

Не менее ясной является необходимость связать их со складками Верхоянской дуги, обходящими Сибирскую платформу с востока. Каледонская складчатая зона, по всей вероятности, захватывает западную часть Охотского моря и заполняет все пространство между Сибирской и Арктической платформами, направляясь через устье Лены и о. Котельный. Другой пояс этих складок обходит с юга выступ Арктической платформы, повидимому, слагая массивы бассейна Индигирки и Колымы, а также полуострова Тайгоноса.

Герцинские складки перекрывают погруженные каледониды во всем Монголо-Охотском сооружении, имея в общем совершенно то же простирание. Детали расположения складок нам еще вовсе не известны, но резкие изгибы простираний, особенно в районе Большого Хингана и в бассейне Амура и Уссури, являются несомненными. Расположение герцинид в Верхоянской дуге выяснено очень мало: есть предположения, что они вообще выражены там очень слабо; это сближает указанную область с Кордильерами Северной Америки.

На крайнем востоке Азии проходит современная «живая» Восточно-Азиатская геосинклиналь, сформировавшаяся на рубеже Азиатского материка и Тихого океана. Она состоит из выдвинутых вверх обломков древних складчатых сооружений, разбитых многочисленными сбросами, и краевых геосинклинальных бассейнов, представляющих новейшие области прогибания земной коры. Складчатостью затронуты все кайнозойские отложения, включая современные, причем в бассейне Анадыря и на Сахалине она накладывается

на складчатый мезозойский и палеозойский фундамент, который был переработан при кайнозойском погружении.

Таким образом, почти вся территория СССР представляет в настоящее время мозаику платформ, находящихся в весьма различных стадиях своего развития — одни стали очень устойчивыми и мало подвижными, другие же максимума стабилизации еще не приобрели. На юге проходит полоса альпийских складок с их незаконченным орогенезом, еще не пришедшая в состояние платформы. Наконец, на востоке протягивается гораздо более юная геосинклиналь, в которой орогенез только начинается.

II. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СССР

1. Элементы развития в докембрии

При составлении нашей сводной характеристики развития советской земли нам следует обращать внимание на самые главные отправные точки, на важнейшие пути развития тектонической структуры, на соотношение ее с палеогеографическими изменениями, в особенности же на связь всех геологических явлений между собою как основу физико-географического изменения лика нашей земли.

Вопрос о характере тектонической жизни в а р х е е только еще ставится в настоящее время, но мы уже уверенно можем сказать, что те гнейсы и кристаллические сланцы, которые слагают архейские массивы, образовались нормальным осадочным путем и были метаморфизованы при последующем опускании их в высокотемпературные части земной коры. Однако, мы не знаем, какова была структура земной коры в те седые времена, от которых нас отделяет совершенно невообразимый промежуток, не менее, как в 1 500 000 000 лет. Нам совершенно неясно, существовали ли уже тогда оформившиеся геосинклинальные области, располагавшиеся между гранитными массивами, или же вся земная кора была одинаково пластична и мобильна. Поэтому для архея мы можем только констатировать существование резко складчатых областей с громадным развитием интрузий гранитов и основных глубинных пород. На территории СССР мы обнаруживаем главное распространение архея на Кольском полуострове, в Азовско-Подольской глыбе, в Анабарском и Алданском массивах Сибирской платформы.

Иначе обстоит дело с п р о т е р о з о е м, когда мы можем уже наметить направление складчатых зон, а местами и их последовательное наложение друг на друга. Так, мы вправе предполагать наличие на Русской платформе протерозойской геосинклинали, шедшей почти в меридиональном направлении. Более сложна структура Сибирской платформы, где очень отчетливо виден обход протерозойскими складками архейских глыб.

Все же нужно признать, что в общем ход развития нашей страны в докембрии очень мало нам известен. Вполне можно утверждать только факт мощного архейского орогенеза, превращения тогдашних мобильных областей в платформу, а созданных горных областей в равнину. Последняя существовала неизмеримо долго. Оригинально, что на всем земном шаре нет областей, где бы архейские и протерозойские породы лежали бы согласно.

Образование протерозойских геосинклиналей связано было с крупным изменением структуры земной коры, так как направление архейских складок весьма значительно отличается от протерозойских. Платформами для геосинклиналей служили архейские массивы, не затронутые протерозойскими прогибами.

Нам следует себе представить, что в течение протерозоя имели место два орогенеза — первый из них мы обозначаем именем карельского, а второй байкальского. На Русской платформе проявляется только первый из них, происходивший в конце ятулия. Ему, вероятно, соответствуют бодайбинские движения Сибирской платформы. Карельский орогенез создал центральную наиболее устойчивую часть Русской платформы, которую мы можем обозначить именем «Финско-Украинской глыбы». Уже в начале верхнего протерозоя на этом пространстве образовалась платформа, еще очень неустойчивая, покрывшаяся продуктами размыва и разрушения карельских гор (потнийские песчаники). Мы не знаем, развиты ли в основании Восточно-Русской впадины протерозойские или же каледонские складки — последнее, по нашему мнению, вероятнее,— но по сравнению с полосой Финско-Украинской глыбы орогенез в этой области был значительно позже, так как она отличалась в течение всего палеозоя более мобильной структурой. На Сибирской платформе складкообразование происходило два раза и стабилизация ее имеет место на грани протерозоя и кембрия; подобное же явление можно наблюдать в Тянь-шане и в Верхоянье.

Третий путь развития в протерозое — это непрерывное осадкообразование, протекавшее во вторую половину протерозоя и продолжавшееся и в кембрии в Средней Азии, в Алтае и в бассейне Лены и Ангары. Все это приводит нас к следующим обобщениям. На части Русской платформы стабилизация наступила в верхнем протерозое, в других местах в его конце; платформенная структура к началу кембрия была очень распространена и только отдельными полосами проходили области с геосинклинальным режимом, зародившимся ранее на месте более древних складчатых образований.

Относительно палеогеографических особенностей протерозоя мы не имеем еще определенных представлений, тем более таких, которые могли бы быть выражены картографически. Неясен также вопрос и о протерозойских оледенениях, на которых усиленно настаивает Чураков.

2. Палеогеография нижнего палеозоя и каледонский орогенез

В начале к е м б р и я мы видим существование Финско-Украинской, Алданской и Анабарской глыб и, возможно, ряда массивов в Средней Азии и Казахстане. С этого момента начинается развитие Урало-Тянь-шаньской, Альпийско-Гималайской, Монголо-Охотской и Верхоянско-Чукотской геосинклиналей. Таким образом, почти на всем пространстве территории СССР имел место геосинклинальный режим. Платформенные образования занимали очень незначительные площади. В кембрии происходило усиленное прогибание геосинклинальных зон, что мы видим отчетливо и из накопления больших масс осадков, и из оживленной вулканической деятельности. Мы отмечали своевременно обширное развитие кембрийских

отложений и на платформах, что доказывает нам их способность к значительному прогибанию в ответ на погружение геосинклинальных областей. Так, на Русской платформе опустилась западная ее часть, соответствующая области современного Балтийского моря; это произошло в связи с крупным погружением земной коры в зоне каледонской геосинклинали. В результате мы имеем в нижнем кембрии наступание моря, отступившего в среднем кембрии. Указанная область имела в то время характер подвижной плиты, тогда как более восточные области были, вероятно, более устойчивы. Относительно судьбы восточной части Русской платформы у нас нет сведений, но факт усиленного прогибания Урала заставляет думать, что и эта область опускалась параллельно с ним, но с меньшей амплитудой и имела характер подвижной плиты. Что делалось на юге платформы, нам совершенно неизвестно, но присутствие геосинклинальных образований кембрия на Кавказе наводит на мысль о существовании на юге геосинклинального прогиба. Возможно, что и прилегающие области Русской платформы испытывали опускание. Но все это не выходит из сферы предположений.

На Сибирской платформе Ленско-Ангарская полоса продолжала прогибаться, причем в ней, как и в прилегающей области платформы, море то завоевывало некоторое пространство, то отступало, заменяясь лагунами и солеными озерами. Очевидно, земная кора в нижнем кембрии на Сибирской платформе была очень неспокойна и заметно пульсировала, причем эти колебания, концентрируясь в Ленско-Ангарской полосе, придавали ей характер предгорной впадины создававшегося в это время в Забайкалье складчатого сооружения.

Средний кембрий характеризуется широкой морской трансгрессией, захватившей всю Сибирскую платформу; на Балтийском щите, наоборот, имеет место отступание моря, что говорит о некотором поднятии этой области. В конце кембрия везде наблюдается регрессия моря: так, нет верхнекембрийских отложений на глинте, слабо выражены они по всей Урало-Тянь-шаньской геосинклинали; на Сибирской платформе верхний кембрий представлен лагунными и континентальными породами. Все это может быть увязано с салаирскими движениями, наиболее резко проявившимися в Кузнецко-Алтайской области. Хотя размах складкообразования и был незначителен, но движения эпейрогенического характера были крайне широко распространены как на платформах, так и в геосинклиналях. Произошло ли общее осушение на всем этом громадном пространстве, мы не знаем. Во всяком случае салаирское время было эпохой кризисного характера по крайней мере на половине территории СССР. В последнее время начинают появляться данные о том, что в кембрии происходили очень мощные орогенические движения, возможно, совершенно независимо от каледонских. О наличии значительного орогенеза в кембрии высказываются Львов, Усов и Шейнман.

Начало с и л у р а ознаменовывается новой трансгрессией, которая отмечается как на Балтийском щите, так и в Урало-Тянь-шаньской геосинклинали, вероятно, и в Монголо-Охотской. Только на Сибирской платформе продолжался континентально-лагунный режим, указывавший на запаздывание общего опускания платформы, которое произошло только в конце ордовиция. Но структура в те-

жение этого времени осталась той же, какая отмечалась нами для кембрия.

Середина силура была эпохой очень усиленных орогенических движений, соединенных со значительными интрузиями и интенсивной эффузивной деятельностью (таконская фаза). Эти движения очень ясны для всей Кузнецко-Алтайской области, Казахстана и Тянь-шаня. В последнее время стали говорить о проявлении их на Южном Урале и в районе Баренцова моря. Имели ли они место к востоку от Лены, у нас сведений нет; нет данных у нас также и относительно таконских движений в Альпийской зоне.

Таконский орогенез, о чем мы уже говорили в свое время, не стабилизировал Урало-Тянь-шаньской геосинклинали: слишком еще редки были складчатые зоны, слишком еще мало было изверженных пород. И только в Тянь-шане дело дошло до образования небольшой платформы: складки припаялись к многочисленным в этом районе и достаточно крупным массивам (табл. XXXIII). Это была область регрессии, связанной с таконским орогенезом; здесь создалась суша, просуществовавшая до верхнего девона. На Сибирской платформе таконские движения никак не отразились, и морское покрытие было там почти повсеместным.

Наступает поворотный момент в развитии структуры нашей страны, обозначаемый очень мощными движениями арденской и эрийской фаз каледонского орогенеза, а также и более поздними. Каледонская складчатость чрезвычайно распространена на территории СССР и оказала огромное влияние как на изменение структуры земной коры, так и на ход физико-географического процесса. В самом деле, в это время возникает складчатость в Каледонской геосинклинали, причленяющейся с запада к Русской платформе и вместе с Балтийским щитом образующей Фенно-Скандию — жесткий массив, обнаруживающий тенденцию к поднятию в течение всей последующей геологической истории. Эти движения распространились, повидимому, на область Баренцева моря и Землю Франца-Иосифа; они же вызвали весьма значительную регрессию моря на Новой Земле и на Пай-хое. На юге возникают складчатые цепи, направление которых и отношение к Русской платформе нам, к сожалению, неизвестны: они слишком разбросаны и глубоко опущены в течение ряда последующих орогенезов.

На востоке проходит полоса свободная от каледонской складчатости — Урал и Алай: здесь происходило интенсивное прогибание земной коры, накопление осадков и лавовых покровов. Восточнее шло мощное складкообразование вплоть до Сибирской платформы. Мы еще не знаем причин, почему отдельные части геосинклиналей подвергаются складкообразованию, а другие нет. Нам ведь неизвестна по существу и самая причина орогенеза. Каледонская складчатость на всем этом пространстве создала платформу, которая причленилась к Сибирской, образуя огромную массу суши, называемую иногда Ангаридой; на западе эта складчатость доходила до Оби и Тургайской впадины, на юге до Куэнь-луня и Нань-шаня. Что делалось на востоке, нам еще мало понятно; каледонский орогенез, вероятно, там происходил всюду вплоть до берегов Тихого океана, но, образовалась ли там платформа, мы не знаем. Наличие на Амуре морского нижнего девона указывает, что в некоторых по крайней

мере местах каледонская складчатость не создала прочной структуры. На самой Сибирской платформе подверглась складчатости Ленско-Ангарская полоса; это имело очень большое значение, так как вся платформа объединилась в одно целое, при этом нужно иметь в виду, что ее структура была очень различного возраста — от архея до конца силура и, естественно, обладала совершенно различной мобильностью в отдельных своих частях. Нужно отметить, что к западу от Сибирской платформы располагался, повидимому, район, где каледонской складчатости не было и где происходило постепенное погружение — об этом свидетельствуют наличие нижнего девона в герцинском развитии на Салаире, появление пермской трансгрессии в Кузнецкой и Зайсанской котловинах и факт наступления моря на каледонскую платформу Казахстана и Алтая с севера.

К востоку от Сибирской платформы каледонский орогенез создал мало устойчивую платформу вроде той, которая образовалась в Урало-Тянь-шаньской геосинклинали. Итак, каледонская складчатость сократила области геосинклинального типа на территории СССР в несколько раз. Изменение структуры выразилось в возникновении обширных платформ, причленившихся к докембрийским; структурные особенности их показывают, что создались тектонические элементы типа краевых плит, т. е. переходного характера между платформами и геосинклиналями. И только область Тянь-шаня перешла на положение глыбы II порядка. В Альпийской же геосинклинали каледонские структуры оказались очень недолговечными.

В смысле рельефа каледонская складчатость принесла очень много нового, образовав обширные горные страны, окружившие Сибирскую платформу венцом мощных горных хребтов. Она же изменила очень резко соотношение суши и моря, сохранившегося преимущественно в районах, где каледонского орогенеза не было (табл. XXXIV). На всем остальном пространстве водворилась суша, появление которой было тесно связано с изменением структуры земной коры и с общим поднятием после орогенеза. Архангельский уже отметил, что поднятие платформ происходит в связи с орогенезом, но в зависимости от большего момента инерции их несколько запаздывает. Таким образом, на обширных геосинклинальных областях море заменяется сушей непосредственно, в результате самого орогенеза, а на платформах — косвенно, в силу их поднятия, идущего вслед за орогенезом в геосинклиналях.

Каледонский орогенез очень значительным образом отразился на петрогенезе, т. е. на образовании магматических и осадочных пород. Первые представляют собою разнообразные интрузии и связанные с ними рудные тела. Нужно сказать, что, повидимому, каледонский металлогенез не отличался большой интенсивностью.

Существование высокоподнятых горных цепей способствовало накоплению мощных толщ песчаных пород красного цвета с яснымн признаками аридного климата. Мы видим их и на южном склоне Балтийского щита, и в Закавказье, и на Эльбурсе, на Тимане и на Новой Земле. Они присутствуют на больших площадях в Казахстане и в Алтае, имеются они и в Тянь-шане. Ясно видно, что это накопление красных песчаников, захватывающее обычно нижний д е в о н и иногда поднимающееся в средний, представляет собою ре-

гиональное явление, обусловленное каледонским орогенезом и горообразованием.

Наследием крупных нарушений на грани силура и девона является в высшей степени мощная вулканическая деятельность, причем большинство вулканов Казахстана изливало кислые лавы (альбитофиры и отчасти кератофиры). Мы видим и жилы, прорезающие красные песчаники, и обширные лавовые покровы, переслаивающиеся с ними. Все это показывает, насколько еще неспокойна была глубинная зона земной коры и как долго еще продолжались тектонические движения в виде особой формы — выжимания магматических масс.

Вспомним, что и непосредственные передвижения масс в Горной Шории и близких к ней местах захватывали еще весь средний девон и сопровождались кислыми интрузиями и мощным железным оруденением.

3. Подготовка и проявление герцинского орогенеза

Мы должны отличать области, где герцинский орогенез был подготовлен чрезвычайно длительным осадкообразованием в течение всего палеозоя, как это имело место на Урале и Алае, от тех, где он произошел после девонских погружений на уже складчатой и сильно консолидировавшейся каледонской основе. Естественно, что во втором случае складкообразование должно было приобрести иные формы и привести к последствиям другого характера, чем в районах первого рода (табл. XXXV).

В последних морской режим существовал в течение всего палеозоя при постоянно продолжавшемся прогибании земной коры; оно особенно резко было выражено на Урале — об этом говорит нам исключительное количество основных эффузивов. Первые слабые движения приурочены там к турнэ, а крупные перемещения масс начались с уральской эпохи и продолжались до скифской (нижний триас). В результате исключительно мощных ультраосновных, основных и кислых интрузий и образования сложной надвиговой тектонической структуры Урал и Алай консолидировались в платформу в середине триаса, причем Урал припаялся к Русской платформе, а Алай выдвинулся в северную периферию Тетиса, что вызвало постепенное отступание моря с середины карбона до середины триаса.

На Русской платформе вслед за послекаледонским поднятием со среднего девона возобновляется морской режим, причем он сохраняется до середины перми; на него влияют слабые поднятия Балтийского щита, приуроченные к судетской и астурийской фазам — движениям, очень широко распространенным в Западной Европе. Конец морского режима и замена его лагунным и озерным связывается с основными движениями Урала в артинское время.

Передвинемся к югу. Можно себе представить, что на Кавказе в результате каледонской складчатости создалась устойчивая структура земной коры; это мы выводим из слабого развития там девонских отложений. Западнее же — в Польше и Румынии в девоне существовало морское покрытие. Каледонская складчатость создала, повидимому, весьма резкий рельеф вдоль южной окраины Русской платформы. В конце девона начинается опускание Донецкой впа-

дины за счет усиливавшегося погружения геосинклинальной зоны, шедшей по южной окраине Русской платформы; оно захватило также и часть докембрийского фундамента платформы.

На Кавказе карбон представлен континентальными породами и только в бассейне Аракса мы имеем сплошное морское развитие вплоть до середины триаса. Область Каспийского моря, Усть-Урта и Кара-кумов не дает нам никаких данных о судьбе ее в верхнем палеозое. Наличие фаунистической связи в нижнепермскую эпоху между Кавказом и Памиром заставляет думать, что весь этот район в верхнем палеозое был покрыт морем, которое сливалось с бассейном, занимавшим урало-алайскую зону. Можно думать, что в карбоне погрузилась вся зона, объединяющая Донецкий бассейн, Мангышлак и Султан-Уиз-даг. В районе каледонской платформы Урало-Тянь-шаньского сооружения с конца нижнего девона происходили опускания, начавшиеся на севере и распространившиеся к югу, причем тянь-шаньская суша была перекрыта морем только в верхнем девоне. Недостаточно стабилизованная платформа испытала значительные погружения, причем создались условия, приближающиеся к геосинклинальным, а местами последние очень отчетливо были выражены. Осадки накоплялись в этом обширном бассейне вплоть до среднего карбона.

Сибирская платформа, приподнятая вслед за каледонским орогенезом, оставалась сушей в течение всего девона, и только на крайнем северо-западе и севере появляется море, которое держится там и в нижнем карбоне, причем северо-западная и центральная часть платформы испытывает значительное прогибание. Как правило, динантская трансгрессия намечается и далее к востоку. Повидимому, морской режим существовал в бассейне Амура до конца карбона, что же касается Верхоянья, то об его истории в верхнем палеозое нам очень трудно составить себе более или менее четкое представление; существуют предположения, что распространение моря в карбоне было здесь сравнительно незначительное.

В герцинском орогенезе мы различаем три главных пароксизма — один имел место в середине карбона, другой — в нижней перми, а третий растянулся от конца перми до конца нижнего триаса. Первая фаза — судетская — нигде не проявила себя в качестве главной, хотя в Тянь-шане и Казахстане происходили очень напряженные движения, сопровождавшиеся интрузиями, но имевшие в огромном большинстве случаев германотипный характер; это, конечно, легко объясняется тем обстоятельством, что нарушения протекали в складчатой структуре. К сожалению, мы ровно еще ничего не можем сказать о характере герцинских движений к востоку от Лены, но нужно думать, что они носили там существенно другой характер. Отсутствие к востоку от Урала морских отложений верхнего палеозоя не дает возможности точно различить последовательность фаз, но по наблюдениям над интрузивными телами можно утверждать существование самой последней фазы — тянь-шаньской. К востоку от Сибирской платформы вряд ли были движения моложе астурийских, так как пермские и триасовые образования обычно лежат согласно.

Структурные изменения в результате герцинского орогенеза были исключительно важны. Накладывание друг на друга ряда

складчатых комплексов, соединенных с интрузивной деятельностью и эффузиями огромного масштаба, вызвало консолидацию былых геосинклиналей в огромные платформы, при этом настолько уже жесткие, что они испытывали погружения в редких случаях. Обе докембрийских платформы были связаны герцинской складчатостью в одно целое. Наименее консолидированным оказалось Верхоянье, Дальний Восток и Крымско-Кавказская область. Именно в эту эпоху складчатости были заложены основные элементы современной структуры СССР; только окраины его продолжали еще жить геосинклинальной жизнью.

Наметим основные палеогеографические изменения, которые были достаточно значительны в верхнем палеозое (табл. XXXVI). О Русской платформе мы уже говорили, причем нами упоминался факт распада каменноугольного моря на соленые лагуны в течение нижней перми. Крым и Кавказ отличаются нижнепермской трансгрессией, перекрывшей астурийские складки. Южнее морской бассейн имел стационарный характер в течение всего верхнего палеозоя и нижнего триаса; при этом складкообразование было однократным и очень поздним. Орогенез на Урале совершенно ликвидировал море в этой геосинклинальной зоне, а в районе Памиро-Алая отодвинул его значительно в южном направлении. Район Пай-хоя и Новой Земли в нижнем палеозое развивался параллельно эволюции Каледонской геосинклинали, что вызвало здесь обширную нижнедевонскую регрессию. Появление моря в середине девона вовлекает эту область в сферу воздействия уральских условий. Орогенез происходит в конце перми, и весь ход развития этой области в верхнем палеозое идет параллельно уральскому.

Появление на Русской платформе казанской трансгрессии связано с временным прогибанием ее восточной части и не играло большой роли в широком плане палеогеографии верхнего палеозоя. Гораздо большее значение имеет открытое в самое последнее время проникновение нижнепермского моря в Зайсанскую и Кузнецкую котловины, что обязывает нас предполагать существование обширного морского бассейна в северной части Урало-Тянь-шаньской геосинклинали. На востоке мы отмечаем широкое развитие нижнепермского моря в бассейне Амура и первые фазы образования Забайкальско-Удской геосинклинали. Этот морской бассейн сообщался через Верхоянскую геосинклиналь с Арктическим морем. Верхнепермский морской бассейн известен только в районах Аракса и южного Памира. На всей же остальной территории нашей страны имело место поднятие созданных герцинским орогенезом и более древних платформ, превратившее ее в сплошную массу суши, если не считать чисто эфемерного существования полузамкнутого бассейна на Русской платформе.

Значение герцинского орогенеза в смысле смены морского режима континентальным огромно; не менее велико оно и в деле изменения хода литогенеза. Но прежде чем обращаться к этому моменту, следует отметить, что территория, занимаемая ныне СССР, находилась в верхнем палеозое в отдельных своих частях в различных климатических условиях. Характер отложений на Русской платформе говорит об аридном климате, т. е. о проходившей через нее полосе сухих и жарких областей. В Печорском бассейне, в Казахстане и

Кузнецком бассейне мы находим следы умеренно влажного климата, о чем свидетельствуют угленосные бассейны с фауной лепидодендронов и каламитов. Появление в Кузнецком бассейне и на Сибирской платформе представителей гондванской флоры говорит о значительно более суровом климате, что приводит некоторых исследователей к мысли о близости к этим районам зон оледенений. Наконец, пермская фауна Верхоянья указывает на холодные воды; с этим интересно сопоставить находку следов оледенений на Аляске. Естественно, что в разных климатических условиях и ход эрозии, и образование пород шли различным образом.

Поднятие Урала обусловило накопление на восточной части Русской платформы мощных масс глин, песчаников и конгломератов, окрашенных в различные оттенки красного и зеленого цветов, причем изучение этих образований, отложенных в условиях жаркого и сухого климата, позволяет расшифровать некоторые моменты геоморфологической истории Урала. Севернее верховьев Печоры литогенез имеет существенно иной характер — вместо отложений красноцветных пород происходит накопление пород, возникавших в условиях умеренно влажного климата, как об этом свидетельствует усиленное углеобразование.

Судетские движения, удалившие море из всей Средней Азии, Казахстана и Кузнецко-Алтайской области, привели к значительному континентальному осадкообразованию в озерах и болотистых пространствах, в которых скоплялось очень большое количество углистого вещества. Подобное же углеобразование, но распространенное на огромной площади, происходило на Сибирской платформе. Восточнее этой последней верхнепалеозойское углеобразование встречается редко. Начавшееся в среднем карбоне развитие озерно-болотного режима продолжается до конца палеозоя и исчезает в начале триаса в связи с резко изменившимся климатом, который принимает черты аридного.

Магматическая деятельность герцинского орогенеза была чрезвычайно оживленной. К ней относится появление ультраосновных и основных интрузий, частично платиноносных, что имело место в начале складкообразования. Кислые интрузии чрезвычайно распространены среди герцинских складчатых систем, образуя огромные гранитные и гранодиоритовые массивы, сопровождаемые венцами апофиз и кварцевых жил. В связи с внедрением этих высокотемпературных тел в осадочную оболочку, главным образом известняковую, частью сланцевую и вулканогенную, изобилующую более древними, уже давно застывшими, телами магматического происхождения, мы имеем очень интенсивное рудообразование: месторождения золота, железа, меди, различных цветных металлов и группы полиметаллов, связанные с герцинскими интрузиями. Мы можем отметить, что интрузии Урала дают главным образом месторождения железа и меди, тогда как в Казахстане и Рудном Алтае преобладают цветные металлы. Характер оруденения очень тесно связан с тем, какие породы прорезываются интрузиями, каков состав последних и насколько обнажены они денудационными процессами. Естественно, что если эрозия срезает венец жил и апофиз, то данный участок характеризуется присутствием золота и руд цветных металлов и полиметаллов, если же вскрыты высокотемпературные ядра,

то в их контактной оболочке и в самих ядрах находятся руды черных металлов. Герцинский орогенез имел для нашей страны наибольшее значение в смысле снабжения ее металлами. Наконец, следует вспомнить, что он же обусловил раскалывание Сибирской платформы и массовое излияние основных лав и образование пластовых интрузий и покровов траппов.

4. География мезозоя и тихоокеанская складчатость

Мезозой имеет в нашей стране очень разнообразную характеристику в зависимости от того, рассматриваем ли мы его на западе или на востоке. В первом случае наблюдается широкое распространение морских трансгрессий и сравнительно слабые явления орогенеза, во втором же — обширные площади, покрытые континентальными, главным образом угленосными, отложениями, и очень мощные проявления орогенеза.

Герцинская складчатость создала в начале мезозоя огромную платформу, распространившуюся на всю территорию Союза (табл. XXXVII). Она же образовала очень крупные горные хребты, которые пересекали ее поперек в середине и на крайнем востоке. Новый цикл изменений начал проявлять себя в т р и а с е как в области тектонической структуры, так и в сфере геоморфологии и литогенеза.

Отметим сначала следующие три важные момента.

Вдоль северной периферии герцинских складок Альпийской зоны произошло крупное погружение геосинклинального характера, которое прошло от Добруджи, через Крым, долину Маныча, Мангышлак, Туар-кыр и Кара-кумы. Воспользуемся случаем и укажем, что явления прогибания и разнообразные разломы очень часто бывают приурочены к полосам соприкосновения структур различной степени консолидации, иными словами, к линиям соприкосновений складчатых комплексов разного возраста. Так и здесь — погружение (мы будем называть его киммерийским) произошло в западной части на стыке докембрийского фундамента Русской платформы и палеозойского складчатого сооружения Альпийской зоны. Это опускание обусловило появление на северном Кавказе и в прилегающих районах триасовой трансгрессии. Оно захватило в очень незначительной степени и южную окраину Русской платформы, особенно в ее наиболее подвижной части — в области Прикаспийской впадины.

Гораздо значительнее оказались явления погружения на нашей восточной окраине, где образовалась мощная геосинклиналь в районе Чукотского полуострова, Верхоянья, Охотского моря и Приморья. Так как всякое опускание геосинклинали захватывает также и соседние платформы, то и здесь мы видим такое же явление: погружается часть Сибирской платформы в районе устья Лены, происходит опускание части Арктической и палеозойской платформы бассейна Колымы. Геосинклинальный прогиб, повидимому, оконтуривал последнюю платформу с севера и соединял тем самым Америку с Восточной Азией.

Мы уже говорили, что в перми начал образовываться геосинклинальный Забайкальско-Удский прогиб, который в триасе стал

расширяться и увеличиваться; подобное же погружение намечается в районе Владивостока и во всей нижней части бассейна Амура.

На Памире, где герцинское складкообразование сильно запоздало, новое опускание отодвинулось до верхнего триаса и захватило только самую южную часть Памира.

Сообразно с этими структурными изменениями располагались и триасовые бассейны, которые занимали Крымско-Кавказскую и Верхоянско-Японскую области, заходя узким и длинным заливом в Забайкалье.

Триасовый период был временем преимущественной денудации герцинских хребтов и развития на их месте пенеплена, на поверхности которого происходили весьма интенсивные явления выветривания. Сухой климат очень сильно отразился на скорости и мощности осадкообразования, на которое влиял также и выравненный, плоский рельеф суши. Только на крайнем востоке, вблизи обширных водных пространств, влажность была больше, что и обусловило существование на Дальнем Востоке монгугайских озер и болот и очень значительное развитие растительности, сопровождавшееся появлением форм, чуждых засушливому западу.

С конца триаса начинаются весьма значительные тектонические движения, известные под именем киммерийских. Они открывают собой довольно сложную серию мезозойских нарушений, протекающих в течение юры и мела в виде более или менее сильных пароксизмов. В западной Европе они все включаются в состав альпийского орогенеза и считаются его подготовительными стадиями. Последнее является в достаточной степени неправильным, так как мезозойские орогенические движения отличаются большим своеобразием и особым планом, местами резко не совпадающим с альпийским. Для нашей страны соединение мезозойских и кайнозойских движений в одно целое является нерациональным, так как первые имеют для целого ряда областей Союза совершенно самостоятельное значение. К сожалению, у нас нет до сих пор более или менее установленной номенклатуры этого складкообразования; очень часто движения начала и конца юры объединяют под именем киммерийских, причем часто неясно, о каких из них идет речь. Поэтому в этой книге все верхнеюрские движения выделены под термином андийских. Меловой орогенез (австрийская и ларамийская фаза) у нас играет значительно меньшую роль, и потому им в общем пренебрегают, хотя по побережьям Тихого океана он проявляется очень резко.

Китайские геологи (Вонг, Тинг) называют иеншанской складчатостью андийские и меловые движения, которые они считают крайне характерными для побережий Тихого океана; в связи с этим Вялов предлагает все мезозойские фазы орогенеза называть тихоокеанской складчатостью.

Особенно нужно отметить, что андийский орогенез и ранние фазы австрийского имеют на нашей территории исключительно большое значение, другие тихоокеанские движения выражены слабее, а с альпийскими они совпадают только на Кавказе, в других же районах являются самостоятельными.

Нужно привести еще следующие соображения: под киммерийскими движениями иногда понимают и нарушения, происходившие

в середине триаса, хотя к ним следует относить только те, которые имеют характер подготовительных к киммерийскому складкообразованию, как, например, лабинская фаза на Северном Кавказе. Наоборот, мощный триасовый орогенез, который не начинает мезозойских движений, а заканчивает палеозойскую складчатость, должен быть отнесен к тянь-шаньской фазе герцинской эпохи складчатости.

Итак, в начале юры происходит киммерийское складкообразование, местами возникающее с верхнего триаса, а местами запаздывающее до доггера. Оно отчетливо проявляется во всей Предкавказской геосинклинали от Добруджи до Мангышлака. Наоборот, на Памире оно выражено как-то неясно. Отсутствие триасовых отложений в области докембрийских и палеозойских платформ не позволяет выделить это складкообразование, что удается только в Донецком бассейне. На Кавказе киммерийская складчатость выразилась очень четко и сопровождалась крупными поднятиями более южных областей. Резко выраженного рельефа киммерийские движения не создали. За первым пароксизмом складкообразования мезозоя происходят крупные опускания на платформах, к которым мы относим прогиб Донецкой впадины, вызвавший лейасовую трансгрессию, и погружение Поволжья и бассейна Печоры, определившее направление трансгрессии в доггере и мальме и соединившее Арктический бассейн с Тетисом. К востоку от Урала развивается симметричный прогиб от Карского моря до Арала, опустивший соединительные звенья между Уралом, Алаем и Тянь-шанем, но в отличие от западного прогиба он только на севере уходит под уровень моря, тогда как южнее мы видим лишь обширные озерные бассейны, в которых происходило углеобразование.

В Урало-Тянь-шаньском сооружении в это время возникают многочисленные котловины, в которых развиваются обширные угленосные бассейны. На Сибирской платформе опускается полоса Иркутского бассейна, а также Хатангская и Вилюйская впадины, расположенные поверх каледонских складчатых зон; в эти впадины из Верхоянской геосинклинали проникает море — в первую из них — лейасовое, во вторую — ааленское. В последней оно задерживается недолго и сменяется углеобразованием; это стоит в связи с тем, что и сама Верхоянская геосинклиналь испытывает в течение юры ряд подготовительных движений по отношению к главному орогенезу. Южнее, в Забайкальско-Удской геосинклинали, происходит значительное погружение и заполнение ее мощными толщами обломочного материала. В Байкальской складчатой зоне отмечаются усиленные прогибания параллельно вытянутых в северо-восточном направлении котловин, в которых отлагается мощная толща угленосных пород. Наконец, в районе Владивостока опускается земная кора, причем имеют место крупные колебания береговой линии; благодаря этому морские отложения многократно чередуются с угленосными.

Верхняя юра представляет собою эпоху очень неспокойного состояния земной коры, что связано было либо с подготовкой, либо с проявлением, либо с отзвуком верхнеюрского и нижнемелового орогенеза (табл. XXXVIII). Последний особенно мощно обнаружил себя в Верхоянской геосинклинали, в Забайкалье. Движения этого

рода отмечаются в качестве очень значительных в Китае и на цепях островов, обрамляющих с востока Австралию. Напомним, что андийский орогенез развивался чрезвычайно энергично по другую сторону Тихого океана на американском континенте, на котором тогда образовались складки Сьерры-Невады и Анд, что было соединено с интенсивнейшей вулканической деятельностью. Таким образом, юрское складкообразование с его кислыми интрузиями и весьма значительным оруденением в отношении цветных металлов, особенно же олова и золота, происходило на востоке Союза на огромном пространстве и играло очень большую роль как в деле перестройки земной коры, так и в смысле изменений ее физико-географического характера.

Другой район очень крупных орогенических движений в андийскую фазу — Памир, где они налагались на складчатый палеозойский фундамент и благодаря этому приобрели характер германотипных, сопровождавшихся, однако, кислыми интрузиями. Западнее андийский орогенез очень значительно проявил себя в Копет-даге и Эльбурсе, слабее на Кавказе. В полосе киммерийской складчатости андийские движения имели пост-орогенный характер и создали германотипную структуру Крыма.

Влияние андийского орогенеза на платформы было очень сильно; отметим системы надвигов вдоль полос опускания в Забайкалье, слабую складчатость иркутской угленосной юры. Западнее андийские движения проявили себя весьма значительно в Кузнецкой котловине, где они сопровождались излияниями мелафиров. В Казахстане к ним относятся крупные надвиги; смятость челябинской угленосной юры указывает, что они намечаются и в области Западно-Сибирского опускания. На Русской платформе они выразились в явственных колебаниях валов и в очень распространенных колебательных движениях в волжском веке, связанных с частыми перерывами в отложениях, с фосфоритообразованием и т. д.

Нижнемеловая эпоха показывает ярко все последствия крупных андийских движений. Действительно, в области Русской платформы мы имеем значительное сокращение площади, занятой морем. В Средней Азии и Иране андийский орогенез очень сильно отразился на климатических условиях и на литогенезе. К этому времени относится резкое усыхание материка, вероятно, в связи с изоляцией его от Тетиса поднявшимися горными хребтами. Аридный климат и крупные возвышенности вызвали накопление соленосных отложений и красноцветных грубообломочных пород. В Верхоянской геосинклинали и в бассейне Лены усиливается углеобразование за счет очень значительного сокращения моря, которое, как и в юре, имеет распространение в Арктике и оттуда делает набеги на материк. Австрийские движения, очень резко выраженные в Восточных Альпах и Карпатах, где они создали систему восточноальпийских покровов, проявили себя на Кавказе очень слабо, а в Копет-даге они и вовсе не намечаются. Далее на восток они подняли Каракорум и были очень энергичны в Китае. К ним же, очевидно, следует отнести складкообразование, соединенное с надвигами у Владивостока, а также и в Верхоянской геосинклинали. Отсутствие апта на северо-востоке Азии заставляет думать, что к этому времени были приурочены значительные поднятия.

Верхний мел отмечается очень значительной трансгрессией на Русской платформе, южная часть которой сильно опустилась. В это время заметно изменение направления погружения — оно становится широтным, и только в сантоне возобновляется прежнее направление, когда опускание проходит в меридиональном направлении по обе стороны Урала. Изменение направления погружения связано с каким-то изменением структуры, произведенным австрийскими движениями — скорее всего поднятие Альпийской зоны вызвало соответствующее широкое опускание к северу от нее. Гораздо более крупное погружение произошло в Предкавказской зоне, где стали накапливаться осадки большой мощности. Подобное же опускание мы видим к северу от геосинклинального прогиба, к востоку от Каспия, причем особенно значительно были опущены герцинские складки, что вызвало трансгрессию поверх них и в погрузившихся районах среди виргаций Тянь-шаня (табл. XXXIX).

Верхнемеловая трансгрессия не распространилась на огромную азиатскую платформу. И только на востоке, на границе палеозойских и андийских складок с Тихим океаном, зародилась мощная геосинклиналь, которая вызвала опускание и соседних частей платформы — море появляется на охотском побережье и в бассейне Анадыря.

Что касается до ларамийской складчатости, то она еще мало изучена. Следы движений на грани верхнего мела и палеогена помечаются на Кавказе и в Средней Азии. На крайнем востоке они, повидимому, играют роль нарушений, начинающих альпийскую складчатость. Имея в виду огромное развитие и крайнюю напряженность ларамийского орогенеза в Северной Америке и очень большое тектоническое сходство нашего крайнего северо-востока с последней, следует ожидать и на нашей территории достаточно значительных движений этой фазы. Гораздо сильнее их влияние на платформы, которые испытали в это время крупные поднятия; это соответствует времени датской регрессии, освободившей от морского покрытия огромные площади на Русской платформе и в районе Урало-Тянь-шаньского сооружения. Датское море покрывало лишь Крымско-Кавказскую область, Мангышлак и Эмбенский бассейн с прилегающими частями Общего Сырта.

Таким образом, тихоокеанская складчатость мезозоя выразилась на территории СССР различно, весьма неодновременными движениями, причем у нас характер главной фазы имели андийский и австрийский орогенезы, которые намечаются крайне далеко за пределами собственно складчатой зоны. Другие же фазы значительно уступают им в интенсивности, местами замещая их в различных районах, и только на Дальнем Востоке и на тихоокеанском побережьи мы обнаруживаем очень большую мощность ларамийских движений.

Влажный климат юры и мела вызвал появление целого ряда малых и больших угленосных бассейнов, в которых накапливались весьма мощные массы обломочных пород; это говорит о том, что в юре существовали значительные возвышенности, вновь сглаженные последующими эрозионными процессами, которые возобновили снова пенеплен поверх разрушенных палеозойских складок. Углеобразование, а также отложение бобовых железных руд и бокситов — главные процессы юрского наземного литогенеза. Относительно

характера нашего континента в конце мезозоя у нас существуют еще самые неясные представления.

5. Альпийский орогенез и создание современной структуры

Палеоген был временем подготовки альпийских движений (табл. XL). В настоящее время считается установленным, что складкообразование неразрывно связано с предыдущим накоплением осадков. Поэтому по мере того, как образуются массовые накопления отложений, создаются условия для интенсивного складкообразования. Наиболее значительные накопления морского палеогена мы наблюдаем в Закавказье, где они связаны с энергичнейшей вулканической деятельностью, и в Копет-даге. Кроме того, имеется очень мощное отложение осадков по периферии Кавказа — сначала органогенного характера, а затем глинистого в зависимости от поднятия кверху горного хребта. Эти огромные погружения в Альпийской геосинклинали отразились на Русской платформе появлением крупной палеоценовой трансгрессии, распространившейся в южной части Восточно-Русской впадины. В дальнейшем мы видим снова повторение того явления, которое мы отмечали для верхнего мела, а именно опускание Донецкой впадины, Полесского моста и Польско-Германской впадины, что привело к обширной эоценовой трансгрессии во всей южной части Русской платформы, когда погрузился под уровень моря такой устойчивый массив, как Азовско-Подольская глыба. В Предкавказье мы имеем уже образования очень большой мощности, сходные с флишем. В это время опускаются под уровень моря мезозойские складки восточного побережья Каспия, а также области недавнего погружения в Кызыл-кумах и Фергане.

Одновременно мы наблюдаем опускание восточного Приуралья — явление, отмечавшееся выше для юры и верхнего мела. Этот прогиб, повидимому, всегда возникает во времена значительных погружений и оказывается приуроченным к стыку герцинской и каледонской структур Урало-Тянь-шаньского сооружения. Трансгрессия палеогена не ограничилась захватом этого меридионального прогиба, но распространилась очень широко на севере, доказывая тем самым еще раз особую подвижность северной части Урало-Тянь-шаньской складчатой зоны. Следует отметить, что в это время произошло опускание и в среднем течении Иртыша, и в области Муюнкумской глыбы. Последнее показывает, что глыбы, заключенные среди складчатых сооружений, имеют тенденцию к опусканию; это было еще отмечено Э. Зюссом для южной Европы и разработано последними работами на Западе (внутренние впадины — Innensenke).

История палеогена в Крымско-Кавказской и Закаспийской областях состоит в крупном поднятии Кавказа и образовании к северу от него предгорной впадины в краевых частях Русской платформы на месте ранее возникших складок. Таким образом, древние достаточно стабильные области подверглись структурной переработке и перешли на мобильное положение. Подобного рода явления имели место в Швеции во время каледонского орогенеза, в Приуралье — во время движений артинского времени.

Устойчивая платформа сохранилась всюду к востоку от бассейна Оби; на ней располагались только озера и болота. Геосинклиналь же существовала лишь на побережье Тихого океана, где происходили очень мощные опускания, но не соединенные с крупными трансгрессиями; в это время мы видим проникновение моря в Татарский пролив и в южную часть Охотского моря.

Крупные изменения в структуре земной коры и в палеогеографической характеристике Союза начинаются с неогена. Мы не будем снова анализировать альпийские движения Кавказа, отметим лишь, что в неогене происходят очень значительные передвижения масс, повторявшиеся в эту эпоху неоднократно. Одновременно с этим поднималась Русская платформа и оформлялась предгорная впадина в виде сравнительно неширокого прогиба, заполнявшегося продуктами разрушения вздымавшегося Кавказа и Копет-дага.

Чрезвычайно оригинальным событием были крупные опускания в начале плиоцена в области Каспийского моря и в Поволжье, связанные с расколами и раздроблениями (табл. XLI). В Зауралье имели место также небольшие прогибания, занятые в неогене однако не морем, далеко отступившим отсюда в олигоцене, а многочисленными озерами. Последние были разбросаны по всей территории, расположенной к востоку от Урала и представлявшей в это время слабо всхолмленную равнину, вероятно, с внутренними областями стока. В области Байкала отмечается длительное погружение, что напоминало подобные же прогибы мезозойского времени — очевидно, структурные условия были сходны. И только на крайнем востоке шло интенсивное опускание земной коры, причем совместно с геосинклиналью погружалась юго-восточная часть Верхоянской дуги, благодаря этому море проникает в среднюю часть Охотского моря и вдоль Пенжинской губы достигает бассейна Анадыря. Вся область мелководья Ледовитого океана была обширной сушей, на которой росли леса из лиственных пород.

Совершенно иную картину представлял собою конец плиоцена — время чрезвычайно энергичной орогенической жизни в Альпийской зоне, когда образовались главнейшие надвиги Кавказа и шло энергичное складкообразование в Копет-даге. Крупные поднятия хребтов вызвали к северу от них своеобразные изменения — широкая прежде предгорная впадина суживается и распадается затем на отдельные полупресные водоемы, а они затем испытывают медленное, но очень значительное опускание. Совершенно своеобразно при этом появление акчагыльской трансгрессии, временно возродившей состояние, свойственное этой части платформы в мезозое.

Начиная от Памира и далее до берегов Тихого океана, мы видим крайне оригинальные глыбовые движения древних складчатых сооружений. Возникают огромные расколы, вдоль которых передвигаются весьма значительные массы, приподнимающие на огромную высоту деструкционные поверхности и создающие псевдоальпийский высокогорный рельеф. В результате мы имеем образование замкнутой области Центральной Азии, оконтуренной колоссальными хребтами, возникновение мощной системы рек, стекающих к Ледовитому океану и полное изменение всего геоморфологического облика северной Азии. На крайнем востоке происходит ряд еще

мало изученных явлений орогенеза в разрастающемся геосинклинальном прогибе. Накопление продуктов разрушения вдоль поднявшихся огромных хребтов отчетливо выражено на Кавказе и в особенности в Средней Азии, где крайне мощные массы конгломератов сгружались в предгорных впадинах и в опускавшихся котловинах. Преобразование рельефа сопровождалось резким изменением климата, причем стали возникать обширные ледниковые области. Одновременно началось усиленное поднятие северных областей — Фенно-Скандии, Таймыра, Полярного Урала, Верхоянско-Чукотских хребтов.

Четвертичный период проходит под знаком усиления многих из тех процессов, которые протекали в неогене. Так, в горных областях мы имеем дальнейшее поднятие и трехкратное сильнейшее оледенение, проделывающее огромную разрушительную работу и выносящее на равнину колоссальные массы обломочного материала. Котловины Альпийской области продолжают опускаться еще более усиленно. Все это сопровождается в соседних районах энергичнейшим вулканизмом, — лавы заливают все Закавказье и соседние области.

Северная часть Союза испытывала мощное поднятие, которое способствовало крупнейшим оледенениям; центрами их сделались Фенно-Скандия, Новая Земля, Таймыр, Верхоянский и Анадырский хребет. Расположенные к югу местности покрылись продуктами ледниковой деятельности — моренами, песками, лёссом и глинами. Особенно значительны накопления этого рода в Западно-Сибирской низменности. После исчезновения льдов происходит процесс прогиба Балтийского щита, что следует отнести за счет структурного перерождения земной коры в этой области, имевшей с силура тенденцию к непрерывному поднятию. На севере развивается исключительно крупная трансгрессия, покрывшая весь север Евразии, причем море заходит еще южнее современных берегов Ледовитого океана; очевидно, произошли весьма значительные опускания на огромных площадях, пощадившие только наиболее устойчивые окраины древних складчатых сооружений.

На востоке погружается полоса Берингова пролива и древний массив, расположенный между ним и Алеутскими островами. Мощные расколы определяют крупнейшие опускания Охотского и Японского морей, что сопровождается обширнейшими трещинными излияниями базальтов и извержениями центрального типа на Камчатке. Мы не можем объяснить эти явления иначе, как расширением и углублением геосинклинального прогиба, шедшего параллельно с процессами складкообразования.

Вся область неогеновых глыбовых поднятий и до сих пор еще не пришла в равновесие, испытывая подъемы и опускания, из которых особенно замечательно погружение Байкала; этому соответствует энергичная сейсмика Средней Азии и окрестностей Байкала.

6. Общие пути развития

В заключение нашего рассмотрения геологического строения СССР нам следует наметить в краткой форме несколько вопросов.

Первое, что следует рассмотреть — это общий путь развития структуры Союза. Из предыдущего изложения нам вполне ясно,

что она от докембрия до наших дней развивалась таким образом, что огромное вначале распространение геосинклиналей сменилось появлением все более и более разраставшихся платформ. Действительно, очень небольшие архейские глыбы были замещены обширными платформами, которые, образовавшись в конце протерозоя, создали два крупнейших элемента этого рода — Русскую и Сибирскую платформы.

Каледонские геосинклинали занимали чрезвычайно широкое пространство, но в результате орогенеза превратились в громадные платформы, причленившиеся к докембрийским. Герцинский орогенез спаял в одну сплошную платформу все ранее разрушенные устойчивые образования земной коры. Мезозойские движения расширили их, включив сюда и весь северо-восток Азии. И только на юге — в области Альпийской геосинклинали — и на востоке — в зоне Восточно-Азиатской — мы имеем последовательное и непрерывное наложение одного складчатого комплекса на другой в условиях исключительно мобильной структуры земной коры: пластичность ее в этих зонах еще настолько велика, что консолидация ее в устойчивую платформу пока не могла быть достигнута.

При этом нашем рассмотрении мы могли видеть очень ясно выраженные закономерности в развитии, которые отнюдь не мешает в заключение подчеркнуть. Как мы отмечали уже, опускание геосинклинальных зон вызывает прогибание платформ, тем более значительное, чем слабее консолидирована последняя. Консолидация зависит от многих причин — и от возраста создавшей ее складчатости, и от мощности участвующих в ней пород, и от их петрографического состава, количества магматических пород и т. д. Следовательно, трансгрессии увязываются с эпохами погружения геосинклиналей и, таким образом, зависят от глубочайших изменений структуры. Нужно иметь в виду, что зональные трансгрессии, распространяющиеся вдоль поднимающихся хребтов, связаны с переработкой прилегающих платформ при образовании предгорных впадин.

При орогенезе происходит обратный процесс — соседние платформы приподнимаются, засыпаясь при этом массой обломочного материала, получившегося от разрушения вновь возникших хребтов. Следовательно, вслед за орогенезом происходят несколько запаздывающие за ним эпейрогенические поднятия, которые вызывают осушение громадных пространств, развитие галогенных фаций в аридном климате и угленосных — в гумидном, крупнейшие же вздымания приводят к появлению в высоко вознесенных районах нивального климата. Мы также видели, что рельеф может создаваться на одной и той же складчатой структуре неоднократно в зависимости от мощности и размаха глыбовых ее перестроек, которые в свою очередь обусловливаются влиянием крупнейших орогенических движений в соседних геосинклиналях.

Из этого уже ясно видно, насколько тесна связь современного физико-географического облика с характером тектонической структуры и ее развитием во времени (табл. XLII). Расчленение берегов зависит от способности той или иной части земной коры к прогибанию или поднятию и представляет собою яркое выражение происходящего изменения структуры. Например, поднятие берегов Азии

в высоких широтах на Таймыре тесно связано с существованием там сложной тектонической зоны. Охотское море отмечает факт погружения наиболее молодого участка материка — Верхоянской дуги. Черное море образовалось в районе крупного геосинклинального провала. Обская губа приурочена к наименее устойчивой части Урало-Тянь-шаньского сооружения и т. д. На месте незатронутых складчатостью осадочных покровов платформ возникают равнины, как Русская и Западно-Сибирская и пр.

Если отвлечься от ряда усложнений, внесенных развитием гляциального рельефа, то вполне отчетливо можно уловить связь направления течения рек со структурными особенностями. Так, Днепр указывает на северный край Азовско-Подольской глыбы, Маныч напоминает нам о древнем соединении черноморской и каспийской котловин. Аму-Дарья воспроизводит изгиб простирания урало-алайской дуги складок. Иртыш в среднем течении направляется вдоль герцинских складок и определяет простирание Иртышской впадины. Обь тесно связана с областью палеогеновой трансгрессии. Енисей определяет в общем западную границу Сибирской платформы. Лена течет вдоль протерозойских и каледонских простираний, а затем отмечает изгиб верхоянских складок. Словом, в целом ряде случаев мы видим в расположении гидрографической сети настоящего времени указание на заложенные иногда еще в докембрии структурные особенности.

Заканчивая эти страницы, мы можем оглянуться на пройденный путь и признать, что региональное изучение советской территории очень неравномерно, что по ряду крупнейших вопросов у нас нет еще договоренности, что к некоторым проблемам советской геологии мы только что приступаем. Громаднейший материал, собираемый с обширной территории нашей страны, ставит на очередь очень большие теоретические вопросы, указывает на теснейшую связь ее прошлого с современным ее ликом, отдельные черты которого являются производным от глубочайших изменений земной коры, имевших место в далекие времена геологической истории. Далеко ушедшее познание наших недр выявляет все большие и большие запасы минерального сырья; существование же его обусловлено теми сложными тектоническими, петрогеническими и седиментационными процессами, о которых шла речь на предыдущих страницах. Страна победившего социализма становится все тверже и тверже на ноги, укрепляется и растет в своей мощи параллельно с ростом благосостояния населяющих ее народов. Мы можем быть горды, что в этом укреплении нового общества, свободного от эксплоатации, принимаем участие и мы, геологи, без устали изучая развитие территории нашей великой родины. Так создается тот фундамент, на котором вырастают и наша промышленность, и коллективизированное сельское хозяйство, и транспорт, и новое миросозерцание победившего класса.

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. По общим вопросам геологии СССР[1]

1. Арган Э. Тектоника Азии. 1935.
*2. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. 2-е изд. Западная часть. М. 1934.
*3. Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. М. 1936.
4. Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. Пробл. сов. геолог. I, 1, 1933.
5. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. 1926 (устар.).
6. Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I и II. 1935—1937.
* 7. Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Т. I—IV. 1932—1934.
8. Путеводители XVII Международного геологического конгресса в Москве. 1937.
9. Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР. Пробл. сов. геол. I, 1, 1933.

II. По Русской платформе

1. Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М. 1923 (устар.).
*2. Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России. Т. I. Юго-восток. II. Средняя Россия. 1918—1926 (частично устар.).
3. Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России (1883—1894). М. 1919 (устар.).
4. Bubnoff. S. Geologie von Europa. Bd. I. Osteuropa.

III. По Балтийскому щиту

1. Геккер Р. Ф. К палеогеографии девона Русской платформы Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, в. 3, 1934.
2. Ламанский В. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геолог. ком., в. 20, 1915.
3. Полканов А. А. Гиперборейская формация п. о. Рыбачьего и о. Кильдина. Пробл. сов. геол., II, 6, 1934.
4. Полканов А. А., Катульский В. К., Маляв-кин С. Ф. Проблема Кольского полуострова. 1933.
5. См. выше II, 4.
6. Högbom. Fennoscandia. Handbuch der regionalen Geologie, Bd. IV, 3.

VI. По Подмосковному бассейну

1. См. выше II, 2, т. II.
* 2. Иванов А. П. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губ. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., т. III (1—2), 1925.
* 3. Никитин С. Н. Общ. геолог. карта Европейской России. Лист 57. Тр. Геол. ком., т. V.

[1] Знак * обозначает, что в данной книге или статье имеется полная или основная литература по описываемой территории. В дальнейшем указанная литература повторяться не будет.

* 4. Никитин С. Н. Общая геолог. карта Европейской России. Лист 71. Тр. Геолог. ком., т. II.
5. Павлов А. П. Геологический очерк окрестностей г. Москвы.
6. Сарычева Т. Г. К вопросу о сопоставлении нижнекаменноугольных отложений южного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна. Изв. Моск. геол.-разв. треста, т. II, в. 1. 1933.
* 7. Швецов М. С. Общая геолог. карта Европейской части СССР. Лист 58. Сев.-западная четверть листа. Тр. Всес. геол.-разв. объед., в. 83.

V. По Восточно-Русской впадине

1. Андрусов Н. И. Акчагыльские пласты. Тр. Геолог. ком., т. XV.
* 2. См. выше II, 2, т. I.
* 3. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы по геолог. России, т. XXV.
* 4. Кассин Н. Г. Общая геолог. карта Европейской части СССР. Лист 107. Тр. Геолог. ком., 158.
5. Мазарович А. Н. Основные черты строения северного конца Доно-Медведицкого вала. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геолог., т. IV (1—2), 1926.
* 6. Мазарович А. Н. Стратиграфия континентальных пермских отложений бассейна Волги и Вятки. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геолог., т. XII (1), 1934.
7. Милановский Е. В. Геологический очерк Поволжья. Геолог. путеводитель.
* 8. Милановский Е. В. Геология Волго-Донского водораздела. Проект 1927-28 г., в. III, Ростов н/Д. 1930.
9. Милановский Е. В. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднего Поволжья. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отдел геолог., т. VI (2), 1928.
10. Нечаев А. В. Фауна эоценовых отложений на Волге между Саратовом и Царицыном. Тр. Казанск. об-ва естеств., XXXII, 1897.
* 11. Ноинский М. Э. Самарская Лука. Тр. Казанск. об-ва естеств., т. XIV, в. 4—7, 1913.
12. Павлов А. П. Самарская Лука и Жегули. Тр. Геолог. ком., V.
13. Тихвинская Е. И. О возрасте так называемого Уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников. Зап. Всерос. минералог. об-ва, ч. 62, в. 2, 1933.
14. Pavlow A. Le Crétacé inférieur de la Russie et sa faune. Nouv. mémoires Soc. natur. Moscou, XVI, 1901.
15. Pavlow. A. Le jurassique supérieur de l'Est de la Russie et sa faune. Bull. Soc. natur. Moscou. 1889.

VI. По Прикаспийской впадине и Эмбенскому бассейну

1. Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отдел геол., т. XII (3), 1934.
2. Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., т. VIII (1—2), 1930.

VII. По Донецкой впадине и Воронежской глыбе

1. Архангельский А. Д. К вопросу об условиях залегания докембрийских пород в восточных частях Южно-Русской мульды. Тр. Ос. комис. по изуч. курск. магн. аномалии, IV, 1924.
2. Борисяк А. А. Донецкая юра. Геология России. 1917.
3. Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна. Сборник статей. 1930.
4. Лихарев В. К. Общая геолог. карта Европейской части СССР. Лист 61. Тр. Геол. ком., 161.

5. Попов В. С. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. Пробл. сов. геол., VI, 12, 1936.
6. Соколов Н. А. Нижнетретичные отложения Южной России. Тр. Геолог. ком., IX, в. 1, 1889 (устар.).
7. Степанов П. И. Большой Донбасс.
8. Шатский Н. С. К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачевского холма на Украине. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геолог., IX (3—4), 1931.
9. Шатский Н. С. Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого кряжа. Тр. Ос. комис. по изуч. курск. магн. аномалии, V. 1924.

VIII. По Азовско-Подольской глыбе и Черноморской впадине

*1. Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком., в. 110.
*2. Андрусов Н. И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Геология СССР. 1929.
*3. Андрусов Н. И. Понтический ярус. Геология России. 1917.
4. Губкин И. М. Проблема акчагыла. Изд. Ак. наук. 1932.
5. Давиташвили Л. Ш. Атласы руководящих ископаемых. Тр. Гос. иссл. нефт. и-та, 1930, 1931.
*6. Ласкарев В. Д. Общая геолог. карта Европ. России. Лист 17. Тр. Геол. ком., в. 77.
*7. Лучицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геолог., т. VIII (3—4), 1930.
8. Andrussow N. Die südrussischen Neogenablagerungen. Зап. СПБ минер. общ. 34, 36, 42. 1897, 1899, 1906.

IX. По Крыму

1. Архангельский А. и др. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 13, 1930.
2. Архангельский А. Об отношениях складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор. Вестн. Геол. ком., № 2, 1928.
3. Двойченко П. Геологическая история Крыма. Зап. Крым. об-ва естеств., VIII, 1925.
4. Моисеев А. К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор. Мат. об-ва прикл. геол., 89, 1930.
5. Моисеев А. Основные черты строения горного Крыма. Тр. Ленингр. об-ва естеств., LXIV, в. I, 1935.
6. Wilser J. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu der nordanatolischen Ketten. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesell. XIX. Heft. 3. 1928.

X. По Кавказу

1. Архангельский А. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М. 1927.
2. Белоусов В. В. К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. Пробл. сов. геол. VII, в. I, 1937.
3. Варданянц Л. Материалы по палеогеографии верхней юры Кавказа. Пробл. сов. геол., V, 4. 1935.
4. Герасимов А. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., 48. 1929.
5. Дробышев Д. Предварительный отчет о геологических работах 1926—1927 гг. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта. Изв. Геол. ком. 48, № 7. 1929.
6. Паффенгольц К. Граниты Малки и Мушта. Изв. Геол. ком., 43. 1924.

7. Ренгартен В. Геологический очерк района Военно-Грузинской дор. Тр. Всес. геол.-разв. объед., в. 148, 1932.
*8. Ренгартен В. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Съезда геологов, в. II. 1930.
9. Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. всес. геол.-разв. объед., 226. 1932.
10. Шатский Н. С. О надвигах восточной части Черных гор на северном Кавказе. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отдел геол. III (3—4). 1925.

XI. По Рионско-Куринской глыбе и Армянской зоне

1. Батурин В. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Тр. Азерб. нефт. н. и. и-та, I, 1931.
2. Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М. 1935.
3. Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии. II Триалетский хребет. Тр. СОПС Ак. наук, серия закавказск., в. 15. М. 1935.
4. Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района. Изв. Геол. ком. 48, 1929.

XII. По Копет-дагу

1. Никшич И. Копет-даг. Ташкент. 1924.
*2. Овчинников А. М. Основные черты геологического строения Демавендского района. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отдел. геол., VIII (3—4), 1930.
3. Соседко А. Ф. Орографический и геологический очерк северо-восточной Персии. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 44, в. 4—5, 1932 г.

XIII. По Закаспию

1. Андрусов Н. Краткий геологический очерк полуострова Тюб. Карагана и горного Мангышлака. Отч. по иссл. фосф. залеж., III, 1911.
2. Вялов О. С. Гидрогеологический очерк Усть-Урта. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 319.
3. Вялов О. С. О тектонике Усть-Урта. Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. 62, в. I, 1933.
4. Луппов Н. П. Геологический очерк Восточно-Карабогазского района по исследованиям 1929 и 1930 г.г. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 269.
5. Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., VIII (1—2), 1930.

XVI. По Уралу

1. Безруков П. и Яншин А. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Н. и. и. геол. и минер., вып. 7, 1934.
2. Варсанофьева В. А. Происхождение Урала и его горных богатств. М. 1934.
3. Воинова Е. В., Разумовский Н. К., Разумовская Е. Э. и Хабаков А. В. Стратиграфия артинских и кунгурских отложений Оренбургской степи. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2 серия, ч. 62, вып. 2, 1933.
4. Дингельштедт Н. Н. К стратиграфии и тектонике Южного Урала. Пробл. сов. геол., V, 8, 1935.
5. Заварицкий А. Н. К тектонике Урала. Изв. Геол. ком., 42, 2, 1923.
6. Лермонтова Е. В. и Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2 серия, ч. 62, вып. 1, 1933.
7. Либрович А. К геологии южной части Башкирского Урала. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 144.

8. Либрович Л. С. Материалы по стратиграфии карбона юго-восточного Урала. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2 серия, ч. 63, вып. 1, 1934.

9. Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизил-Уртазымского района на Южном Урале. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2 серия, ч. 62, вып. 1, 1933.

10. Львов К. А. и Олли А. Об отношении среднего девона к ашинской свите и возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Всерос. мин. об-ва, 2 серия, ч. 64, вып. 2, 1935.

*11. Объяснительная записка к геологической карте Урала в масш. 1 : 1 000 000.

*12. Чернышев Ф. Н. Верхнекаменноугольные *брахиоподы* Урала и Тимана. Тр. Геол. ком., XVI, 2, (устар.).

XV. По Тянь-шаню и Памиро-Алаю

1. Хабаков А. В. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя Центральной Азии. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. VIII, 1934.

2. Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. Тадж. компл. эксп. 1932 г.

3. Марковский А. П. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. IV, 1934.

4. Наливкин Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 182, 1932.

*5. Наливкин Д. В. *Очерки геологии Туркестана*. Ташкент. 1926.

6. Наливкин Д. В. Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали. Тр. III съезда геологов в Ташкенте в 1928 г., вып. I.

7. Николаев В. А. Вулканические циклы Тянь-шаня. Тр. III съезда геологов в Ташкенте в 1928 г., вып. I.

8. Николаев В. А. Тектоника и стратиграфия северных цепей Тянь-шаня. Тр. III съезда геологов в Ташкенте в 1928 г., вып. 1.

9. Ренгартен В. П. Заалайский хребет. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. II. 1934.

10. Юдичев М. М. Альпийские движения в Джунгарском Алатау. Пробл. сов. геол., VII, 2. 1937.

11. Юдичев М. М. Стратиграфия и тектоника допалеозойских и палеозойских формаций северного и западного склонов Джунгарского Ала-тау. Пробл. сов. геол., VI, 11. 1936.

XVI. По Восточному Казахстану

1. Кассин Н. Г. Вулканизм Казакстана. Пробл. сов. геол. IV, 9. 1934.

*2. Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казакстана. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 165. 1931.

3. Кассин Н. Г. Металлогенические циклы Казакстана. Пробл. сов. геол., V, 2. 1935.

4. Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казакстана. Пробл. сов. геол. II, 6. 1934.

5. Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части северо-восточного Казакстана. Пробл. сов. геол. V, 2. 1935.

XVII. По Кузнецко-Алтайской горной стране

*1. Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. наук. 1932.

2. Коровин М. К. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Сборн. по геологии Сибири, посвященный проф. Усову. Томск. 1933.

3. Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., VII, 2. 1928.

* 4. Нехорошев В. П. Геологический очерк Алтая. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. наук. 1932.
5. Нехорошев В. П. Зайсанская синклиналь. Пробл. сов. геол., I, 1, 1934.
6. Сперанский Б. Ф. Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречья. Сборн. по геологии Сибири, посвященный проф. Усову. Томск. 1933.
7. Усов М. А. Итоги исследований геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку (основная сводка тектоники). Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 2—3, 1933.
8. Усов М. А. Тектоника Кузбасса. Пробл. сов. геол., V, 2. 1935.
9. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск. 1936.
10. Хахлов В. А. К изучению стратиграфии Кузнецкого каменноугольного бассейна. Пробл. сов. геол., IV, 2, 1933.
* 11. Чураков А. Н. Кузнецкий Ала-тау. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. наук, 1932.
* 12. Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Ала-тау и Восточного Саяна. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. наук. 1932.
* 13. Яворский В. И. и Бутов П. И. Геологический очерк Кузнецкого бассейна. Тр. Геол. ком., нов. сер., 177.

XVIII. По Западно-Сибирскому опусканию

1. Введенский Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 330, 1933.
* 2. Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол.-исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., вып. 5, 1896 (устар.).
3. См. выше XVII, 2.
4. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Москва 1926.
* 5. Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. V, 1926.

XIX. По Новоземельской дуге

1. Ермолаев М. М. Геологическое строение и полезные ископаемые Новоземельско-Вайгачско-Пай-хойской складчатой системы. Геология и полезные ископаемые Севера СССР, т. II, 1936.
2. Ермолаев М. М. Геология Новой Земли. Тр. Аркт. ин-та, LXI. Геология. 1936.
3. Чернов А. А. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-хоя. Тр. Полярн. ком. Акад. наук, 26, 1936.

XX. По Таймыру и Северной Земле

1. Урванцев Н. Н. Геология и полезные ископаемые Енисейско-Ленской области. Геология и полезные ископаемые Севера СССР, т. II, 1936.
2. Урванцев Н. Н. К геологии Северной Земли. Изв. Всес. геол.-разв. объед., I, 1, вып. 9, 1932.
3. Урванцев Н. Н. Таймырская экспедиция. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 65.

XXI. По Сибирской платформе

* 1. Зегебарт Д. К. и Старостина З. М. О геологической истории северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны. Пробл. сов. геол., V, 3, 1935.
2. Криштофович А. Н. Ангарская свита. Байкальский отдел. Труды Всес. геол.-разв. объед. 326.
3. Маслов В. К вопросу о стратиграфии кембро-силура в Восточной Сибири. Пробл. сов. геол. II, 5. 1934.
* 4. Молчанов И. А. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. наук СССР.
5. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. М. 1926 (устар.).

6. Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. наук СССР.
*7. Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I, II (издание не окончено, предполагается 3 тома).
8. Обручев С. В. Тунгусский бассейн. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 164.
9. Тетяев М. М. О некоторых основных вопросах геологии. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. 1923.
10. Урванцев Н. Н. Геология и полезные ископаемые Енисейско-Ленской области. Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. II. 1936.
11. Чураков А. Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа. Тр. Всес. геол.разв. объед., 292.
12. Шатский Н. С. К тектонике Юго-восточного Прибайкалья. Пробл. сов. геол., 1, 2. 1933.
*13. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., X (3—4). 1932.

XXII. По Монголо-Охотскому сооружению

*1. Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока (сводка стратиграфии). 1933.
2. Маккавеев А. А. Основные черты тектоники и геологической истории района Гобийского Алтая.
3. См. выше XXI, 4.
4. См. выше XXI, 5.
5. См. выше XXI, 7.
6. Павловский Е. В. и Ефремов И. А. Геологический очерк западной половины озерного района Приуралья. Тр. СОПС, серия дальневосточн., вып. I, 1933.
7. Тетяев М. М. Покровная тектоника Сибири и ее следствия. Вестн. Геол. ком., III, 2, 1928.
8. Чайковский В. К. Новые данные о геологии центральной части Монгольской народной республики.
9. Шейнман Ю. М. и др. Геологические исследования в восточном Забайкалье. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 65.
10. Шейнман Ю. М. Некоторые черты тектоники юго-востока Сибири. Пробл. сов. геол., I, 2. 1933.
11. Эдельштейн Я. С. Северный и средний Сихотэ-алинь. Изв. Русск. геогр. об-ва, 41. 1905.

XXIII. По Верхоянско-Чукотской складчатой стране

1. Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой северо-востока. Пробл. сов. геол., VII, 5—6, 1937.
2. Ермолаев М. М. Геология и полезные ископаемые Ново-Сибирского архипелага. Тр. СОПС. Якутская АССР, вып. 2, 1933.
3. Обручев С. В. Геология и полезные ископаемые Колымско-Индигирского района. Тр. СОПС. Якутская АССР, вып. 2, 1933.
4. Обручев С. В. Геология и полезные ископаемые Ленско-Янского района. Тр. СОПС. Якутская АССР, вып. 2, 1933.
5. Обручев С. В. Индигирская экспедиция 1926. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 299.
*6. Обручев С. В. Колымско-Индигирский край. Тр. Якутск. экспед. Акад. наук СССР.
*7. Обручев С. В. Материалы для тектоники северо-восточной Азии. Пробл. сов. геол., III, 6, 7. 1934.
8 Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. Пробл. сов. геол., 4. 1935.

XXIV. По Восточно-Азиатской геосинклинали

1. Дьяков Б. Ф. О меловых отложениях полуострова Камчатки. Пробл. сов. геол., V, 12. 1935.
2. Заварицкий А. Н. Пять лет геологических исследований Камчатки. Пробл. сов. геол., V, 12. 1935.
3. См. выше XXII, 1.

4. См. выше XXI, 5.
5. См. выше XXIII, 7.
6. Полевой П. И. Анадырский край. Тр. Геол. ком., 140.
7. Шейнман Ю. М. Островные дуги, передовые глубины и геосинклинальные моря берега Азии (реферат о книге Лаусона). Пробл. сов. геол., 1, 2. 1934.
8. Lawson A. S. Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of the Asiatic coasts. Bull. geol. soc. America.

XXV. По схеме тектоники СССР

1. Арган. Тектоника Азии. 1935.
2. Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., XI (4). 1933.
3. Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. Пробл. сов. геол. I, 1. 1933.
4. Обручев В. А. Краткий очерк тектоники Сибири. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., II (3). 1923—1924.
5. Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР. Пробл. сов. геол. I, 1. 1933.
6. Шатский Н. С. Тектоника Арктики. Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. I.
7. Kober L. Der Bau der Erde. 2 Aufl.
8. Leuchs. Geologie von Asien. Bd. I.
9. Staub. R. Der Bewegemechanismus der Erde (переводится на русский язык).
10. Stille H. Grundlage der vergleichenden Tektonik (переводится на русский язык).
11. Suess. E. Das Antlitz der Erde. Bd. III.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абхазия 205, 209, 215, 217, 218, 223, 226, 258, 263, 266, 268, 269.
Авачинская сопка 475.
Аджаристан 221, 224.
Адзьва р. 290, 293.
Азербайджан 210, 224, 265, 268.
Азовское море 34, 37, 40, 41, 119, 138, 143, 147, 260, 268.
Ак-Байтал перевал 326.
Ак-тау 236.
Акмолинск г. 349, 351, 355.
Актюбинск г. 297.
Алагёз гора 231.
Алазань р. 202, 219.
Алазейское плато 466, 471.
Алайский хр. 16, 18, 278, 306, 307, 309, 315, 317, 322, 325, 327, 328, 329, 335, 338, 340, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 493, 495.
Ала-куль озеро 309, 345.
Алапаевск г. 297.
Алатырь р. 83, 84, 88.
Албазин г. 454, 455, 460, 464.
Алдан р. 18, 427, 437, 446, 450.
Александровский форт 236.
Александровский хр. 310, 322, 323, 325, 327.
Алеутские острова 475, 506.
Алигурский хр. 319.
Алма-ата г. 342.
Алтай 16, 18, 277, 279, 362, 364, 372, 373, 374, 377, 381, 407, 408, 411, 412, 413, 419, 420, 483, 491, 494.
Алушта 191.
Альма 190, 191.
Аляска 467, 473.
Амгунь 43, 451, 455, 458, 463.
Америка 468, 469, 475, 489, 499, 503.
Аму-дарья р. 235, 237, 241, 246, 267, 268, 280, 307, 319, 334, 341, 342.
Амур р. 13, 418, 451, 455, 457, 458, 461, 463, 464, 469, 489, 493, 496, 497, 500.
Анабара р. 427, 437, 442.
Анадырский хр. 466, 506.
Анадырь р. 19, 468, 469, 474, 475, 479, 480, 481, 489, 503, 505.
Анапа г. 201.
Ангара р. 428, 430, 431, 436, 437, 438, 439, 446, 450, 489, 491.
Апшеронский полуостров 202, 217, 219, 220, 226, 230, 231, 270, 271.
Арагва г. 227.
Араван р. 327.
Аракс р. 221, 222, 223, 224, 225, 228, 229, 231, 253, 254, 255, 256, 273, 496.
Аральское море 17, 34, 186, 241, 246, 267, 273, 277, 307, 334, 341, 344, 360, 404, 418, 420.
Арарат гора 185.
Арга хр. 369, 370.
Аргунь р. 452, 453.
Ардебиль г. 261.
Ардон р. 199, 206.
Арзамас г. 162, 164, 181.
Арктика 168, 276, 278.
Армавир г. 208, 210.
Армения 224, 248, 265, 273, 488.
Артемовск г. 117, 127, 137.
Архангельск г. 78.
Арчман ст. 233.
Аскольд остр. 458, 461.
Асса р. 206, 207.
Астрахань г. 110, 270.
Атбассар г. 345, 353.
Ат-джайляу р. 333.
Аулие-ата г. 306.
Афон Новый г. 217.
Ахалцых г. 221, 231.
Ачинск г. 388.
Аю-даг гора 188.
Аян г. 466, 468.
Аят р. 297, 388.

Базар-дара хр. 319.
Байдарацкая губа 280, 392.
Байкал озеро 426, 427, 428, 429, 431, 433, 434, 436, 437, 449, 450, 451, 505, 506.
Байкальское нагорье 450, 489.
Байконур 349.
Баку г. 215, 219, 225, 227, 229, 230, 250.
Балаклава г. 191, 192.
Балкария 198, 199
Балканы хр. 247, 266, 488.

Балтийское море 34, 42, 52, 55, 57, 151, 152, 492.
Балханы Большие хр. 185, 235, 250, 259, 260, 275.
Балханы Малые хр. 185, 232.
Балхаш озеро 305, 309, 310, 341, 344, 345, 347, 349, 350, 352, 360, 405, 408.
Баренцово море 34, 35, 43, 45, 81, 151, 180, 394, 398, 487.
Барнаул г. 363.
Баскунчак озеро 105, 106, 108, 109, 162, 165, 255.
Батуми г. 216, 221, 225, 226, 227, 228, 267.
Бахта 440.
Бахчисарай г. 192, 193, 196, 254.
Башкирия 90.
Баян-аул 351.
Бебер-даг хр. 221.
Бегичева остров 442.
Бейпин г. 457.
Бек-пак-дала степь 305, 310, 322, 354.
Белая р. приток Камы 85, 95, 97, 159, 221, 280, 282, 284, 295, 297.
— приток Кубани 198.
Белгород г. 137.
Белое озеро 60, 163.
Белое море 34, 35, 42, 43, 45, 46, 55, 59, 165.
Белоруссия 46.
Белуха гора 363.
Берингово море 475, 476.
Беринтов пролив 423, 471, 472. 506.
Бессарабия 40, 144, 177.
Бийск г. 363.
Бинагады 215.
Биробиджан 456, 459.
Бисертская дача 304.
Бис-чохо 105, 162.
Бия р. 363, 375.
Благодать гора 288, 289.
Богдо гора 108, 243, 256.
Богословский округ 289.
Богемский массив 37.
Богучар г. 37.
Боз-даг хр. 220.
Большевик остров 400, 402.
Большие Барсуки пески 287, 287.
Большеземельская тундра 42, 76, 81, 171, 175, 280, 282, 296, 297, 305.
Большой хребет Камчатки 475.
Боровое курорт 350.
Боровичи г. 39.
Боржоми курорт 221, 225, 231.
Борщевочный хребет 454, 462.
Босфор пролив 186, 270.
Ботнический залив 35.
Боще-куль 349, 361.
Братский г. 439.
Брянск г. 69, 129,
Буг Южный р. 37, 136, 144
Бузачи полуостров 243.
Букан-тау гора 277, 307.
Бурея р. 16, 455, 456, 461, 462, 465.
Буронский рудник 215.
Бухтарма р. 365, 375, 377.
Бырранга хребет 18, 276, 400.

Вага р. 78, 90.
Вас-юган р. 388.
Василь-Сурск г. 169.
Вайгач остров 277, 391, 392, 400.
Ван *озеро* 221.
Ванчский хребет 318.
Варангер фиорд залив 35, 51, 77, 151.
Варшава г. 48.
Верхнее Поволжье 72.
Вена г. 184.
Верхотурье г. 281.
Верхоянский хребет 472, 473, 474, 491, 496, 497, 498, 499, 506.
Ветлуга г. 40, 88, 91, 92, 97, 166.
Визе остров 276, 384, 404.
Вильва р. 284.
Вилькицкого пролив 400.
Вильно г. 41, 43.
Вилюй р. 427, 429, 430, 437, 439, 441, 442, 443, 445, 450.
Висла р. 35, 184, 260.
Винница г. 37.
Витим р. 429, 433, 434, 445, 446, 447, 450, 452, 469.
Витебск г. 46.
Вишера р. 74, 281, 293.
Владивосток г. 456, 457, 459, 461, 464, 465, 500, 501, 502.
Владимир г. 65.
Военно-Грузинская дорога 199, 202, 205, 206,
Волга р. 39, 42, 43, 66, 83, 85, 87, 88, 89, 93, 94, 95, 96, 97, 104, 105, 107, 109, 110, 158, 162, 163, 166, 168, 170, 176, 178, 180, 227, 250, 254, 267, 270.
Волхов р. 48, 52, 63.
Вольск г. 94, 95, 104, 176
Волынь 37, 42.
Воркута р. 295.
Воронеж г. 61, 70, 177.
Ворошилов г. 456, 463, 465.
Ворошиловград г. 116, 127, 128.
Ворошиловск г. 180.
Ворсма р. 104.
Восточная Сибирь 384, 419, 425, 494, 495, 496, 497, 498.
Восточный Казахстан 277, 305, 306, 344.
Восточно-Китайское море 475.
Восточно-Сибирское море 467, 471.
Восточное Забайкалье 452, 459, 463, 466.
Восточный Саян хр. 16, 18, 362, 363, 369, 373, 426, 430, 431, 438, 441, 442, 449, 451, 452.
Восточный хребет Сахалина 478.

Врангеля остров 466, 469.
Вторая гряда 139, 260.
Выгозеро 50.
Высокая гора 288, 289, 304.
Вытегра р. 39, 43.
Вычегда р. 39, 74, 76, 77, 98, 79, 82.
Вышний-Волочек г. 61.
Вятка р. 39, 82, 83, 88, 89, 90, 92, 93, 97, 104, 153, 166, 170, 271.
Вязьма г. 63, 60.

Гагры курорт 224.
Газимур р. 452, 458, 464.
Галиция 40.
Гдов г. 48.
Германия 33, 35, 176, 487.
Гжель ст. 67, 73.
Гижигинская губа 468.
Гималаи 185, 248, 305, 308, 338, 342.
Гиндукуш 184, 185, 248, 305, 308, 319, 321, 342, 488.
Гиссарский хребет 238, 307, 315, 318, 319, 320, 325, 327, 329, 331, 332, 338, 340, 342, 416.
Главный Кавказский хребет (Большой Кавказ) 216, 219, 220, 223, 226, 229, 253, 257, 259, 261, 267.
Гоби пустыня 363, 463.
Гокча см. Севан.
Голодная степь см. Бек-пак-дала.
Гомель г. 47, 114.
Горная Осетия 199, 205.
Горная Шория 363, 366, 371, 372, 373, 374, 381, 409, 411, 495.
Горный Алтай 363, 365, 371, 372, 380, 411.
Горький г. 83, 165.
Горящие горы 462.
Горынь р. 120.
Грозный г. 209, 210, 215.
Грузия 206, 210, 267, 269.
Грузия Западная 224, 225, 226, 231, 259, 266.
Гурия 231.
Гыданский полуостров 350.
Гыданский хребет 466, 472, 473.

Дагестан 200, 201, 205, 206, 208, 209, 210, 238, 264.
Дальне-Восточный край 423, 425, 451, 456, 458, 459, 462, 463, 465, 497, 500.
Дарваз 308, 318, 319, 320, 325, 328, 331, 333, 338, 343, 417.
Дарданеллы пролив 270, 272.
Дашкесан рудник 231.
Дежнева мыс 471.
Де-Лонга остров 466, 468, 488.
Демавенд гора 185, 231, 235, 273.
Демерджи вершина 191.
Деп р. 458.
Дербент г. 209.
Деревянные горы 472.
Десна р. 38, 69, 134, 175.
Джезказган рудник 353, 361.
Джугджур-Тукурингра-Инкан хр. 457.
Джульфа г. 256.
Джунгарский Алатау хр. 18, 305, 306, 309, 310, 313, 322, 323, 326, 327, 328, 336, 337, 338, 350, 413, 414.
Джунгарские ворота проход 309.
Диксон остров 388, 400, 414.
Дмитров г. 65, 173.
Днепр р. 38, 119, 120, 126, 128, 129, 131, 133, 136, 139, 141, 142, 143, 178, 260.
Днепропетровск г. 37, 123, 130, 142.
Днестр р. 37, 125, 260.
Добруджа 35, 40, 41, 137, 139, 144, 152, 154, 185, 187, 188, 189, 193, 194, 195, 196, 248, 249, 250, 254, 256, 258, 260, 262, 263, 266, 273, 274, 275, 487, 488, 499, 501.
Долгий остров 282.
Дон р. 38, 40, 61, 85, 86, 88, 94, 96, 102, 113, 118, 123, 128, 158, 168, 180.
Дос-сор промысел 106, 112.
Дунай р. 35, 138, 145, 184, 185, 250, 254, 260.
Душети г. 202, 216, 226.
Дьямо озеро 401.

Ея р. 269.
Елатьма г. 60, 67.
Елец г. 60.
Ельня г. 43.
Енисей р. 13, 14, 18, 276, 363, 384, 385, 387, 403, 415, 418, 423, 425, 426, 428, 436, 437, 440, 441, 446, 448.
Енисейская губа 426, 432.
Енисейский кряж 429, 430, 433, 434, 489.
Ергени 39, 82, 96, 118, 141, 142, 145, 146, 147, 177, 179, 180, 256, 263.
Ессентуки станица 208.

Жегули возвышенность 84, 87, 88, 103, 164, 180.
Желания мыс 17, 276, 392.
Железные Ворота 184, 247.
Жиздра г. 39, 69, 129.
Житомир г. 120.

Заалайский хребет 307, 315, 318, 327, 328, 331, 332, 333, 338.
Заволжье 42, 84, 85, 87, 95, 180.
Забайкалье 16, 18, 427, 433, 451, 452, 456, 458, 465, 469, 473, 492, 500, 501, 502.
Загорск г. 69.

Заилийский Алатау хр. 306, 309, 310, 333, 336.
Зайсан озеро 344, 362, 366.
Закавказье 17, 186, 187, 222, 223, 225, 227, 228, 229, 230, 253, 256, 261, 262, 267, 268.
Зангезур рудник 231.
Западная Двина р. 36, 43, 47, 55.
Западная Сибирь 383, 390.
Западно-Сибирская равнина 17, 278, 279, 298, 299, 346, 405, 414, 426, 488, 506, 508.
Западный Саян хр. 16, 277, 362, 363, 368, 371, 372, 373, 374, 379, 382, 406, 407, 413, 415, 416.
Западный хребет Сахалина 479.
Заунгузское плато 237, 246.
Земля короля Карла 399.
Земля Франца-Иосифа 385, 392, 399, 400.
Зеравшанский хребет 307, 315, 316, 325, 334.
Зея р. 16, 455, 458.
Златоуст г. 284, 304.
Змеиногорск г. 365, 384.
Зюдварангер 50.

Ижма р. 81.
Известий острова 385, 404.
Изюм г. 115, 127.
Иваново г. 158.
Иессо остр. 474, 475, 489.
Илек г. 39, 109, 285, 286, 296, 301.
Или р. 305, 309, 323, 331, 345, 409.
Ильмень озеро 36, 47, 55.
Ильменьский заповедник 304.
Иман-кара возвышенность 108.
Имандра озеро 46.
Имеретия 217.
Ингода р. 452, 453.
Ингул р. 120, 203.
Ингульц р. 120, 123, 130.
Ингур р. 217, 264, 276, 273.
Индерское озеро 108, 162.
Индига р. 74, 77.
Индигирка р. 467, 468, 474, 489.
Иора р. 219.
Иошкар-Ола р. 39.
Иран 216, 259.
Ирбит г. 388.
Иргиз р. 97.
Иркутск г. 429, 452.
Ирпень р. 120.
Иртыш р. 18, 278, 353, 362, 378, 390, 411, 504.
Исачки гора 117.
Испайран р. 327.
Иссык-куль озеро 305, 309, 310, 322, 335.
Исфар р. 327.
Ишим р. 347, 351.
Ишимбаево промысел 304.
Ия р. 431.

Кабарда 198, 210.
Кабристан 217, 219, 220, 226, 230.
Кавказ 17, 34, 40, 41, 139, 140, 142, 143, 144, 147, 152, 153, 154, 161, 163, 167, 170, 171, 177, 178, 179, 180, 184, 185, 186, 192, 193, 195, 228, 229, 230, 232, 235, 239, 243, 245, 248, 249, 250, 252, 253, 254, 255, 256, 257, 258, 259, 260, 262, 263, 264, 265, 266, 267, 270, 272, 274, 487, 488, 492, 495, 496, 497, 499, 500, 502, 503, 504, 505, 506.
Кавказ Малый 230.
Казан-тау гора 277, 307.
Казань г. 83, 90, 98, 103, 164.
Казан-яйла гора 221, 224.
Казахстан 14—16, 17, 391, 407, 408, 409, 413, 415, 416, 417.
Казбек вершина 185, 202, 203, 215, 271, 272.
Калбинский хребет 344, 362, 382.
Калмыцкая АССР 140.
Калмыцкая степь 105.
Калинин г. 63.
Кальмиус р. 125.
Калуга г. 73.
Кама р. 36, 82, 88, 93, 104, 153, 161, 162, 180, 181, 271.
Каменец-Подольск 142.
Камчатка полуостров 17, 18, 423, 454, 466, 474, 475, 477, 479, 480, 481, 482.
Камышин г. 42, 95, 110.
Камышлов г. 388.
Кандалакская губа 42.
Канев г. 42, 122, 129, 168.
Канин полуостров 38, 45, 74, 76, 77, 154.
Канск г. 445.
Кантемировка ст. 116,119,126, 127,128.
Караби-Яйла 191.
Кара-богаз залив 185, 235, 236, 237, 245, 247, 254, 262.
Караганда г. 353, 354, 361, 415.
Кара-даг 188, 191, 196.
Каракорум хр. 185, 305, 309, 319, 321, 340, 488, 502.
Карасубазар г. 192.
Кара-кум пески 185, 235, 237, 251, 334, 340, 419, 488, 496, 499.
Кара-мазар рудник 343.
Кара-тау (Мангышлакский) хр. 236, 241, 246.
Кара-тау (Средн. Азия) хр. 306, 307, 309, 310, 314, 326, 331, 335, 341.
Кара-тау хр. (Урал) 282, 284.
Кара-таучик 307, 315, 316, 335.
Курачай р. 198, 199.
Каргополь г. 65.
Каргалинский рудник 103.
Карельская АССР 43, 49, 50, 59, 150.
Каркаралинск г. 345, 351, 352, 354.
Карпаты хр. 33, 41, 137, 152, 154, 184, 186, 247, 248, 487, 488, 502.

Карсакпай рудник 344.
Карская губа 278.
Карское море 276, 280, 384, 388, 392, 399, 402, 404, 409, 413, 420, 489, 501.
Карские Ворота 392, 395.
Касимов г. 39, 67.
Каспийское море 17, 34, 39, 40, 102, 105, 110, 118, 146, 180, 185, 186, 196, 209, 219, 222, 225, 230, 231, 234, 235, 237, 241, 242, 243, 246, 247, 249, 250, 254, 257, 264, 266, 267, 268, 269, 270, 271, 273, 274 496, 503, 504, 505.
Катунь р. 366.
Кахетинский хребет 226.
Кашгар г. 318.
Кексгольм г. 50.
Келецко-Сандомирский кряж 35, 139, 152, 153, 154, 186, 250, 252, 253, 274, 483.
Кемпендзяй р. 430, 432, 450.
Кемь г. 50.
Кентей хр. 453, 463.
Кренск г. 173.
Керченский полуостров 138, 141, 142, 143, 144, 147, 149, 186, 189, 193, 266, 269.
Керченский пролив 143, 180, 207.
Кетменьский хребет 306, 309, 310, 311, 322, 323, 326.
Киев г. 114, 127.
Кизеловский район 281.
Кильдин остров 43, 45, 51, 154.
Кинешма г. 39, 60, 66, 67, 74, 83, 91.
Кингисепп г. 48.
Киренск г. 446.
Кириллов г. 165.
Киров г. 39, 90, 99, 164.
Кировобад г. 231.
Кировск г. 59.
Кислинская дача 282.
Кисловодск г. 203.
Китай 425, 502.
Китойские альпы 451.
Кишинев г. 139, 140.
Кзыл-Арват г. 232, 233.
Кзыл-орда г. 306.
Ключевская сопка 475.
Ковно г. 46.
Ковров г. 39, 60, 63, 65.
Кой-кара возвышенность 108.
Коканд г. 343.
Кокпекта 352.
Коктебель 191.
Кокшал-тау хр. 306, 308, 314, 322, 338.
Коктас-джал 361.
Колва р. 74.
Колыма р. 18, 466, 467, 468, 469, 472, 473, 474, 489, 499.
Кольский полуостров 36, 44, 45, 49, 50, 51, 55, 58, 59, 181, 440.
Комсомолец остров 400.
Копет-даг хр. 17, 185, 186, 231, 233, 235, 237, 243, 245, 251, 259, 261, 265, 269, 270, 272, 274, 275, 340, 341, 418, 488, 502, 504, 505.
Корея 456.
Корсак-могила 136.
Коряцкий хребет 423, 466, 474, 475.
Косьва р. 284, 291.
Кось-ю р. 293, 295.
Костин Шар пролив 393, 396.
Кострома г. 173.
Котельный остров 472.
Котур-даг грязевой вулкан 220.
Коунрад г. 345, 361.
Краматорск г. 115.
Красная Поляна село 202, 206.
Красноводск г. 235, 237.
Красноводский полуостров 237, 242, 244, 245, 246, 265, 271.
Красноград г. 117.
Красноярск г. 362, 373, 384.
Кременчуг г. 119.
Кривой Рог г. 123, 124, 130, 136, 150.
Крым полуостров 17, 34, 41, 132, 133, 137, 138, 139, 140, 142, 144, 154, 170, 171, 177, 178, 185, 186, 207, 248, 249, 254, 255, 256, 257, 258, 260, 262, 263, 264, 266, 268, 269, 272, 274, 275, 487, 488, 497, 499, 502, 503, 504.
Куба г. 186, 205, 257.
Куба-даг хр. 237.
Кубань р. 141, 144, 145, 197, 206, 215, 263, 269, 273.
Кудиново ст. 67, 73.
Кузнецкий Алатау хр. 18, 277, 363, 368, 371, 372, 373, 374, 378, 383, 384, 385, 388, 411, 413, 426.
Кузнецко-Алтайская горная страна 277, 362, 384, 386, 391, 406, 407, 408, 409, 413, 416, 422, 492, 493, 498.
Кулундинская степь 388.
Кума р. 42, 105, 210, 240, 251, 263.
Кунгей-Алатау хр. 305, 309, 322.
Куйбышев г. 42, 85, 87, 90, 109, 164.
Кулар хр. 469, 472.
Кура р. 217, 219, 223, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 254, 258, 261, 264, 268, 269, 270, 488.
Курейка р. 440, 450.
Курильские острова 423, 474, 475, 481.
Курск г. 37.
Кустанай г. 388.
Кутаиси г. 218.
Кушва р. 284.
Куэнга ст. 459.
Куэнь-лунь хр. 307, 335, 404, 489, 493.
Кштут перевал 330.
Кызыл-арт перевал 318.

Кызыл-кум пески 307, 308, 331, 334, 335, 340, 344, 360, 405, 418, 504.
Кыштым завод 283, 284, 288.
Кюрен-даг хр. 232.

Лаба р. 202, 206.
Лаба Малая р. 199, 202, 203, 205.
Лаврентия св. остров 467.
Ладожское озеро 36, 42, 43, 46, 53, 55, 57.
Лаптевых море 432.
Латвия 46, 47.
Лена р. 13, 18, 400, 423, 425, 427, 428, 430, 436, 437.
Ледовитый океан 79, 81, 173, 175, 384, 441, 466, 488, 505, 506.
Лена р. 13, 18, 400, 423, 425, 427, 428, 430, 436, 437, 442, 445, 446, 447, 450, 455, 466, 489, 491, 493, 496, 499.
Ленинакан г. 186, 221.
Ленина пик 305.
Ленинград г. 46, 47, 48, 53, 59.
Ленкорань г. 216, 225.
Лечхум 202, 217, 218, 224, 225, 227.
Липецк г. 61, 73.
Лисичанск г. 116.
Ловать р. 37, 41, 46, 54.
Лозьва г. 389.
Лок-батан гора 220.
Лубны г. 117, 127, 163.
Луга г. 155.
Лянчихэ р. 460.

Магнитная гора 288, 304.
Магнитогорск г. 293, 294.
Майкоп г. 197.
Майкюбен г. 354.
Макат промысел 108.
Малая Азия 185, 488.
Малка р. 203.
Малое Богдо гора 165.
Мангышлак полуостров 17, 34, 40, 118, 160, 167, 185, 235, 250, 255, 256, 262, 263, 265, 274, 275, 307, 487, 488, 496, 499, 503.
Манчжурия 423, 451, 455, 456, 463, 465, 477.
Маныч р. 42, 96, 105, 117, 140, 141, 144, 145, 146, 147, 178, 180, 197, 251, 254, 258, 261, 263, 266, 269, 499.
Мариинск г. 388.
Мариуполь р. 119, 123.
Марка-куль озеро 365.
Марта р. 190.
Махач-кала г. 251.
Маточкин Шар пролив 393, 394, 399.
Мая р. 427, 437.
Мацеста курорт 231.
Медведица р. 40, 86, 97.
Мезень р. 40, 43, 74, 75, 79.
Мелитополь г. 139.
Миас р. 288, 389.
Мильская степь 219.
Мингрелия 205, 217, 218, 223, 224, 225, 227.
Минск г. 41, 43, 46.
Миньяр ст. 284.
Миргород г. 117, 119, 128.
Могилев г. 177.
Молдавия 40.
Молога г. 169.
Молотова мыс 277, 400.
Мозырь г. 46.
Монголия 276, 423, 426, 456, 469, 464.
Монгольский Алтай 363, 463.
Монрак 354.
Монча-тундра 46, 59, 154.
Моршанск г. 39, 83.
Москва г. 60, 61, 62, 63, 65, 69, 170, 172, 173, 174.
Муганская степь 219.
Мугоджары хр. 17, 34, 105, 106, 111, 177, 254, 260, 276, 278, 280, 281, 282, 296, 297, 301, 307, 411, 416, 418.
Музкольский хребет 318, 326, 328.
Муравьева-Амурского полуостров 456, 459, 462.
Мургаб (памирск.) р. 318, 327.
Мургаб (туркменск.) р. 246, 334.
Мурзинка село 304.
Мурманский берег 43, 45, 151.
Муров-даг хр. 220.
Мустаг-ата гора 308.
Муюн-кум пески 306, 308, 310, 335, 337, 340, 344, 405, 408, 411.

Наварин мыс 475.
Нагольный кряж 115, 133, 137.
Надеждинск г. 304.
Накорцминда село 218.
Нальчик г. 207.
Нарва г. 46.
Нарым (Алтай) г. 366.
Нарым (Зап. Сибирск) г. 388, 390.
Нарын р. 309.
Нарынская котловина 307, 309, 317, 322, 331, 332, 335, 341.
Нафталан гора 219, 231.
Невельского пролив 456.
Невер Большой р. 454, 458.
Неман р. 47, 48.
Нерчинская Даурия 423, 426.
Нефте-даг гора 232, 233, 246, 247.
Нижний Тагил г. 281, 284, 304.
Нижний Таймыр р. 403.
Низовое Поволжье 41.
Николаев г. 139, 140.
Никополь 141.
Никитовка 115, 133, 137.
Ниппон остров 474, 476.
Новая Земля 16, 35, 154, 276, 277, 280, 385, 391, 392, 400, 404, 407, 411, 412, 413, 487, 488, 493, 494, 497, 506.

Новая Сибирь остров 472.
Новгород-Северск г. 137.
Новороссийск г. 201, 208, 215.
Новосибирск г. 362, 363, 383, 385.
Ново-Сибирские острова 16, 466, 468, 469, 471, 472, 473.
Новохоперск г. 88, 98, 156.
Новочеркасск г. 116, 117, 139, 142.
Норвегия 33, 36, 50, 51, 153, 154, 487.
Нордбрук остр. 397.
Нордвик гавань 432, 440, 450.
Норденшельда архипелаг 402, 403.
Нура р. 347, 353.
Нура-тау хр. 307, 335.
Нюя р. 439.

Обская губа 386, 388, 399, 508.
Общий Сырт возвышенность 39, 85, 87, 88, 92, 95, 96, 97, 104, 105, 110, 168, 170, 176, 254, 260, 262, 503.
Обь р. 17, 278, 279, 301, 363, 378, 385, 388, 390, 416, 417, 418, 493, 505.
Овруч г. 120.
Одесса г. 142, 143, 147.
Одер р. 35.
Ока р. 61, 83.
Ока р. (сибирск.) 431, 439.
Октябрьской Революции остров 400, 402.
Олекма р. 433, 452.
Олекминск г. 437, 438, 446.
Оленек р. 427, 437, 445, 469.
Ольдой р. 458.
Омолон р. 469, 472.
Омск г. 344.
Омутная р. 458.
Онега р. 36, 39, 43, 65.
Онежское озеро 36, 41, 43, 46, 47, 48, 59.
Онежская губа 48.
Онон р. 452, 453.
Орджоникидзе о. 207, 212.
Орел г. 60, 61, 128, 173.
Оренбург г. 82, 92, 95, 111, 162, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 176, 278, 301.
Орехово-Зуево г. 60, 67.
Орск г. 278, 286, 302.
Оруган хр. 469.
Осетия 258.
Оскол р. 126.
Охотск г. 466, 468, 473, 479.
Охотское море 16, 18, 451, 452, 455, 466, 468, 471, 473, 474, 475, 476, 481, 489, 499, 505, 506, 508.

Павловск г. 38, 61, 113, 122,
Паё хребет 74, 76.
Пай-хой хребет 34, 76, 277, 280, 391, 392, 397, 398, 400, 404, 488, 493, 497.
Плес г. 65.
Памир 18, 184, 238, 243, 248, 251, 253, 256, 259, 276, 278, 305, 308, 309, 315, 317, 319, 322, 323, 326, 327, 328, 329, 331, 332, 335, 339, 340, 341, 343, 404, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 419, 488, 496, 497, 500, 501, 502, 505.
Паропамиз хр. 185, 243, 248, 253, 308, 488.
Патом р. 436, 437.
Патомское нагорье 427, 429, 433, 434, 489.
Пекульней хр. 479.
Пеледуй р. 437, 439.
Пенджикент г. 307, 330.
Пенжинская губа 467, 479, 480, 481, 505.
Пенза г. 60, 83, 94, 95, 174.
Перекоп г. 142.
Пермь г. 83, 295, 298.
Петра Великого залив 456.
Петра Великого хребет 308, 315, 331, 333.
Петрозаводск г. 51.
Петропавловск г. (Зап. Сиб.) 346, 355, 385, 386, 388.
Печора р. 36, 74, 76, 79, 81, 153, 166, 168, 171, 173, 280, 291, 295, 301, 498, 501.
Пинега р. 55, 79, 90.
Пирсагат р. 219.
Побединка шахта 73.
Поволжье 21, 36, 42, 66, 78, 87, 88, 98, 102, 140, 157, 159, 163, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 179, 259, 260, 263, 501.
Поволжье Нижнее 254.
Поволжье Среднее 85, 90, 103, 165, 170, 178, 188.
Подолия 37.
Подольск г. 73.
Подчерем р. 290.
Полесье 37, 47.
Польша 34, 119, 137, 176, 487, 495.
Полоцк г. 47.
Полосный 469.
Полярный Урал 34, 280, 506.
Посьета бухта 462.
Предкавказье 34, 142, 197.
Преображения остров 442.
Приамурье 18, 460.
Прибайкалье 432, 435, 446, 449, 489.
Приирендыкская зона 285.
Прикаспийская низменность 34, 35, 40, 143.
Приморье 18, 459, 462, 464, 465, 466, 499.
Припять р. 37, 46.
Приуралье 99, 163, 504.
Прончищева хр. 400, 469.
Пскемский хребет 307, 327, 335.
Псков г. 47, 54.
Пугачев г. 42, 85, 87, 88, 92.

Пучеж г. 83.
Пшарт р. 332.
Пясина р. 403, 436.
Пятигорск г. 208.

Радомысль г. 123.
Раваничи 46.
Ранг-куль озеро 326.
Рача село 217, 218.
Ржев г. 65.
Рига т. 48.
Риддер завод 365, 384.
Рион р. 202, 218, 223, 225, 226, 228, 229, 249, 264, 267, 269.
Ромны г. 127, 137, 163.
Рось р. 119, 120.
Рославль г. 70.
Ростов-Ярославский г. 60, 63, 65, 66.
Россиены г. 48.
Рудный Алтай 363, 364, 365, 371, 374, 382, 383, 415, 498.
Румыния 137, 138, 144, 248, 487, 495, 508.
Русская Гавань 392, 393, 394, 395, 396.
Русская равнина 17.
Русский остров 456, 459, 460.
Рыбачий полуостров 36, 43, 45, 77, 154.
Рыбинск г. 169.
Рязань г. 65, 67, 69, 73, 169

Саур хр. 344, 347, 349, 354, 355, 360, 362, 364, 414, 419.
Сахалин остров 17, 18, 423, 476, 477, 479, 480, 481, 482, 489.
Саян хр. 18, 278, 381, 405, 407, 412, 413, 416, 419, 489.
Сванетия 231.
Свердловск г. 38, 281, 293, 302, 304.
Свияга р. 84.
Свирь р. 36, 43, 48, 51.
Севан озеро 216, 221, 228, 258.
Севастополь г. 193, 196, 260.
Северная Америка 425.
Северная Двина р. 36, 43, 74, 79.
Северная Земля 276, 277, 385, 393, 399, 400, 404, 405, 408.
Северный Урал 34.
Сель-рохо промысел 333, 342.
Семей-тау 350.
Семипалатинск г. 350, 362.
Сенгилей г. 104.
Сергиополь г. 354.
Сереговский завод 76, 77.
Серет р. 125.
Серноводск г. 103.
Сигнах р. 209, 216.
Симферополь г. 190, 191, 193, 254.
Синь-цзян провинция 307, 346, 364.
Сихотэ-алин хр. 16, 18, 451, 456, 457, 458, 459, 462, 463, 465.
Славянск г. 118.
Слободской г. 39, 82.
Случь р. 46, 120.
Скандинавский полуостров 35.
Скания 35, 43.
Смоленск г. 39, 43, 46, 47, 55, 60.
Советская гавань 456, 462.
Сок р. 84, 85, 103.
Соликамск г. 162, 295, 301.
Соль-Илецк рудник 295.
Сон-куль озеро 327.
Сопса р. 227.
Сосьва р. 297, 385, 387, 388,
Сочи г. 201, 202, 208, 216.
Спорый Наволок мыс 392.
Средиземное море 145.
Средний Урал 34, 280.
Средняя Азия 17, 241, 244, 305, 417, 418, 420, 483, 491, 498, 502, 503, 506.
Ставропольское плато 253.
Сталинабад г. 308.
Сталина пик 305.
Сталинград г. 42, 82, 96, 141, 180, 264.
Сталиногорск г. 62, 73.
Становой хребет 16, 18, 423, 427. 457, 462, 466, 489.
Старая Русса г. 59.
Старый Крым г. 191, 260.
Степанакерт г. 220.
Стокгольм г. 42.
Судак г. 189, 190, 191.
Судеты хребет 37.
Суйфун р. 456.
Сулак р. 201, 210, 269, 271.
Сульманева губа 396.
Султан-Уиз-даг хребет 160, 277, 280, 307, 335, 496.
Сунженский хребет 201.
Сура р. 40, 83, 92, 94, 95, 97, 169, 170, 175, 176, 180.
Сурам перевал 216.
Сургут г. 388.
Сухона р. 39, 79, 83.
Сухуми г. 208.
Сызрань г. 84, 92, 93, 94, 104, 110, 169, 172.
Сыр-дарья р. 278, 306, 308, 309, 331, 334.
Сэфери грязевой вулкан 220.
Съюорда полуостров 467, 468.

Тавкотели гора 221.
Таганрог г. 139.
Таджикистан 307, 331.
Таз р. 384, 385, 388, 390, 427.
Тайгонос полуостров 467, 468, 471, 489.
Таймырский полуостров 16, 18, 276, 385, 391, 400, 406, 408, 429, 506, 508.
Такла-макан пустыня 335, 414.
Таласский Алатау хр. 18, 307, 309, 310, 311, 322, 323, 325, 326, 327.
Таллин г. 52.

Талышская горная страна 185, 221, 222, 225, 248, 265.
Таманский полуостров 138, 141, 144, 149, 186, 189, 271.
Тамбов г. 60, 94, 181.
Таналык р. 292.
Танну-Тува 276, 368.
Тарбагатай хребет 16, 309, 344, 347, 349, 351, 353, 354, 360, 362, 364, 414, 419.
Тарим р. 307, 335.
Тарханкут мыс 139.
Тас-хаях-тах хр. 468, 469, 471, 472.
Татарский пролив 456, 481, 505.
Ташкент г. 306, 343.
Тбилиси (Тифлис) г. 202, 214, 216, 220, 223, 226, 264.
Теберда курорт 203.
Тегеран г. 231.
Теджен р. 246.
Телецкое озеро 366, 375.
Тельбес завод 381, 384.
Тельши г. 48.
Темир р. 109.
Терек р. 39, 42, 105, 197, 198, 208, 210, 215, 250, 251, 263, 271, 273.
Терскей Алатау 306, 307, 309, 310, 317, 322, 327.
Терский хребет 201.
Тертер р. 220, 223, 229, 230.
Тетюши г. 103.
Техур р. 224.
Тибет 321, 338, 404.
Тим г. 130.
Тиман хребет 34, 36, 38, 42, 45, 74, 75, 76, 81, 153, 154, 155, 157, 159, 167, 182, 280, 494.
Тирасполь г. 143.
Тирлянский завод 290.
Тихвин г. 55.
Тихий океан 423, 456, 474, 476, 481, 488, 489, 493, 500, 502, 503, 505.
Ткварчели шахты 205, 215, 257.
Тквибули шахты 223, 257.
Тобол г. 279, 388, 418.
Тобольск г. 385, 390, 391.
Томск г. 362, 363, 377, 386.
Томь р. 363.
Торн 36.
Тоурогай грязевой вулкан 220.
Третья гряда 189.
Триалетские горы 220, 221, 225.
Троицкосавск 452.
Туапсе г. 197, 202, 205, 257.
Туар-кыр хр. 17, 185, 235, 250, 251, 260, 265, 274, 488, 499.
Тула г. 60, 61, 63, 65, 67, 69, 70, 73, 74, 181.
Тунгуска Нижняя р. 439, 441, 446.
Тунгуска Подкаменная р. 432, 446.
Тургай р. 344, 347.
Тургайская впадина 344, 355, 416.
Тургайский пролив 17, 267, 277.
Туркестанский хребет 307, 316, 323, 325, 327, 328, 331.
Туркменистан 232.
Турция 216, 228.
Туя-муюн рудник 325.
Тютихэ рудник 466.
Тянь-шань р. 16, 17, 259, 277, 278, 305, 323, 404, 407, 408, 409, 416, 417, 418, 419, 422, 491, 493, 494, 496, 503.

Угамский хребет 307, 335.
Уда р. 431, 455, 460.
Удская губа 451, 464, 466.
Уединения остров 384.
Узбой 237, 246, 273.
Уил р. 39, 105, 108, 112, 271, 301.
Уй р. 388.
Украина 37, 40, 136, 139.
Улан-Батор г. 276, 453, 464.
Уленты р. 351.
Улу-тау хр. 306, 350, 351, 352, 353, 355, 405.
Ульба р. 376.
Ульяновск г. 92, 93, 94, 104, 168, 177.
Унгуз р. 234, 246, 270.
Унья р. 271, 290, 291.
Урал р. 85, 88, 102, 105, 108, 109, 112, 180, 278, 285, 293, 301.
Урал хребет 14, 16, 17, 33, 38, 39, 41, 74, 75, 76, 77, 79, 81, 89, 99, 153, 159, 162, 163, 165, 166, 167, 171, 175, 176, 177, 180, 181, 182, 184, 254, 276, 278, 355, 338, 384, 385, 388, 390, 391, 404, 407, 412, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 483, 487, 488, 492, 493, 495, 497, 498, 503, 505.
Урал-тау хребет 285, 291.
Урало-Тобольская зона 285.
Ура-тюбе г. 309, 331.
Уральск г. 82, 94.
Уруп р. 203.
Ус (Саян) р. 79.
Успенский рудник 351, 352, 361.
Усса р. 76, 79, 96, 399.
Уссури р. 451, 456, 462, 463, 489.
Уссурийский залив 460.
Усть-Кулом село 74, 75, 78.
Усть-Урт плато 17, 34, 38, 105, 184, 235, 265, 267, 307, 496.
Уфа г. 95, 175, 282, 294, 295.
Уфалей завод 283, 288.
Ухта р. 77, 81.
Ушакова остров 276, 384, 404.
Уюн-холдонги вулкан 463.

Феодосия г. 189, 191, 192, 193.
Фергана 307, 309, 314, 315, 317, 320, 322, 326, 331, 333, 334, 335, 336, 340, 341, 342, 504.
Ферганский хребет 307, 309, 322, 331.

Финляндия 34, 36, 50, 55.
Финский залив 35, 36, 43, 46, 55.
Финмаркен 45, 154.
Флора мыс 397.
Франца-Иосифа Земля 397, 398, 399, 487, 493.

Хабаровск г. 459.
Хозрет-Султан хребет 330.
Халилово село 297, 301, 304, 305.
Хамар-дабан хребет 18, 427, 433, 451, 452.
Ханка озеро 456.
Хан-Тенгри вершина 305, 310, 322, 325.
Хараулахские горы 469, 471, 472.
Харьков г. 119.
Хатанга р. 18, 427, 428, 432, 442, 446.
Хатангская губа 432.
Херсон г. 142.
Херсонес мыс 186.
Хибинские горы 41, 46, 55, 58, 59.
Хинган Большой хр. 451, 452, 455, 477, 489.
Хинган Малый хр. 451, 455, 457, 458, 461, 464, 465, 466.
Ходжент г. 309.
Хоросан 253, 259, 273, 308.
Холм г. 41, 46.
Хопер р. 95, 104, 176.

Цагаян возвышенность 462.
Центральная Азия 278, 403, 404, 451, 505.
Центральный хребет Камчатки 478.
Цна р. 83.
Цхалтубо курорт 231.
Цхенис-цхали р. 202, 217, 218, 224.
Цхинвали г. 209, 216.
Цыльма р. 79.

Чапчачи оз. 105.
Чарар 446.
Чарыш р. 366.
Чаткальский хребет 306, 309, 322, 326, 327, 335.
Чатыр-даг гора 191.
Чаунская губа 469, 473.
Челекен остров — 232, 233, 234, 235, 246, 247, 271.
Челюскина мыс 400, 402, 426.
Челябинск г. 296, 297, 305, 388, 417.
Чердынь г. 296.
Чернигов г. 40, 117.
Черное море 34, 41, 138, 139, 140, 145, 147, 183, 185, 186, 188, 189, 190, 196, 201, 202, 208, 222, 225, 227, 230, 248, 249, 250, 255, 257, 264, 266, 269, 270, 274, 487, 508.
Черные Горы 201.
Чернышева хребет 280, 281, 290, 292.
Черского хребет 466, 468, 469, 471, 472, 474.
Чешская губа 74, 77.
Чечня 210.
Чиатури рудник 218, 225, 231.
Чиб-ю г. 81.
Чидерты р. 347, 351, 352.
Чиль-Майран 309.
Чиль-Устун 309.
Чимкент г. 307.
Чингиз хр. 344, 349, 350, 351, 352, 360.
Чир. р. 40, 86, 118.
Чита г. 426, 427.
Чу р. 306, 314, 322, 335, 340, 341, 344, 355, 360, 409, 412, 418.
Чу-Балхашские высоты 325.
Чудское озеро 47.
Чу-Илийские горы 305, 322, 323, 326, 336.
Чу-Илийская равнина 17.
Чукотский прлуостров 16, 19, 467, 468, 471, 473, 474, 499.
Чулым р. 377, 388.
Чуна р. 441.
Чусовая р. 280, 293.
Чусовские Городки 304.
Чушкакульский кряж 287, 307.
Чуя р. 366.
Чыбагалах хребет 472.

Шахты г. 118.
Шацк 63.
Швеция 34, 36, 42, 151, 153, 504.
Шевелюч вулкан 475.
Шемаха г. 202, 216, 225, 227.
Шилка р. 432, 452.
Ширакская степь 219.
Шокальского пролив 402.
Шпицберген архипелаг 35, 43, 45, 398, 399, 487.
Шугнанский хребет 319.
Шуша г. 186, 216.

Щугор р. 290.

Ылыч р. 291, 293, 295.

Эби-нор озеро 309.
Эворон озеро 458.
Эзель остров 52.
Экибастуз шахты 351, 352, 353, 354, 361, 415.
Элиста г. 140.
Эльтон озеро 105, 106, 109, 162.
Эльбрус вершина 185, 203, 215, 272.
Эльбурс хребет 185, 231, 235, 248, 253, 254, 255, 259, 261, 265, 273, 340, 488, 494, 502.
Эльдарская степь 219.
Эмба р. 34, 39, 42, 105, 108, 112, 176, 271, 280, 301.
Энгельгард озеро 400.
Эстония 46, 52, 53.

Юг р. 40.
Юган р. 387.
Югорский шар пролив 34, 35, 281, 394.

Южный Буг р. 120.
Южный Урал 34, 168, 279, 280, 406, 407, 416, 418, 493.
Юрезань р. 294, 295.

Яблоновый хребет 426, 427.
Язгулем р. и хребет 308, 318.
Яйва р. 293.
Яйла хр. 188, 189, 190, 191, 192, 193 195, 260.
Якутск г. 436, 437, 445.
Ялта г. 188, 191.
Ямал полуостров 390, 417.
Яна р. 467, 468, 471, 472, 474.
Япония 423, 457, 469, 475, 477.
Японское море 451, 456, 465, 475, 476, 477, 506.
Яркенд г. 318.
Яркенд-дарья р. 335.
Ярославль г. 60, 63, 66.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

Ааленский ярус 127.
Аб-Алийский покров 241.
Австрийская фаза 261, 319, 340, 473, 500, 502.
Аджаро-Имеретинские складки 216, 221, 225.
Азербайджанская плита 216, 217, 220, 221, 224.
Азиатское сооружение 483.
Азовско-Подольская глыба 37, 40, 41, 42, 43, 47, 132, 137, 138, 139, 144, 145, 149, 153, 156, 174, 177, 178, 179, 181, 260, 490, 504.
Айнусский ярус 444, 479.
Аквамарин 304.
Аквитанский ярус 355.
Акчагыл 97, 110, 210, 227, 233, 242.
Алатырский вал 39, 83.
Алданская глыба 427, 433, 436, 442, 446, 447, 452, 466, 468, 469, 489, 490, 491.
Алтаиды 483.
Алтайская зона 404.
Алтайская фаза 365, 379.
Альбский ярус 69, 73, 94, 109, 128, 207, 224, 232, 240, 297, 462, 472, 437.
Альпийская складчатая зона 34, 37, 38, 102, 146, 180, 187, 216, 321, 403, 416, 488, 493, 499, 503, 506.
Альпийская складчатость 116, 160, 174, 179, 180, 181, 182, 183, 214, 230, 251, 252, 262, 278, 302, 308, 312, 317, 323, 341, 418, 423, 465, 471, 473, 475, 477, 503, 504.
Альпийско-Гималайская складчатая зона и геосинклиналь 17, 276, 341, 491, 499, 504, 507.
Аман-булакская свита 238.
Амурский ярус 443.
Анабарская глыба 427, 433, 446 447, 489, 490, 491.
Анадырская депрессия 474, 475.
Ангарида 337, 338, 493.
Ангаро-Ленская складчатая зона 429, 447, 492, 494.
Ангарская свита — 443.
Андийская (юно-киммерийская) фаза 106, 115, 116, 134, 144, 195, 200, 213, 234, 236, 244, 258, 259, 274, 317, 339, 360, 383, 416, 454, 465, 500, 502.
Андское сооружение 483.
Анжеро-Судженский бассейн 383.
Анизийский ярус 204.
Ануйская фаза 366, 371.
Апатит 59.
Аптский ярус 69, 73, 94, 109, 192, 207, 224, 232, 240, 297, 462.
Апшеронский ярус 110, 210, 227, 233, 242.
Араукаритовая свита 126.
Арденская фаза 154, 493.
Арктическая платформа 488, 489, 499.
Арктический бассейн 468, 497, 501.
Армянская складчатая область 185, 216, 221, 222, 264.
Артинский ярус 295, 396.
Архейская группа 31, 49, 55, 123, 131, 149, 203, 211, 323, 372, 433, 446, 457, 490.
Асбест 304, 384, 400.
Астурийская фаза 254, 399, 413, 415, 496.
Асфальт 103.
Аттическая фаза 200, 214.

Байкальская складчатая зона 427, 429, 432, 433, 436, 444, 447, 448, 449, 501.
Байкальская складчатость 442, 491.
Байкальская свита 443.
Байосский ярус 91, 127, 191, 206, 397, 460.
Бакинские слои 110.
Балаганский ярус 439.
Балахонская свита 376.
Балканские складки 185, 248.
Балтийский щит 21, 31, 33, 36, 37, 39, 42, 43, 52, 53, 78, 154, 156, 159, 171, 174, 180, 181, 183, 492, 493. 506.
Барит 59.
Барремский ярус 69, 93, 109, 173, 192, 207, 232, 240, 297.
Барнаульская впадина 363.
Бархатовская свита 444.
Батский ярус 91, 128, 191, 206, 223, 330, 397, 460.
Бахмутская котловина 127.

Безугольная свита (Кузнецкого бассейна) — 376
Безугольная свита (Минус. бас.) 376.
Белебеевская свита 89.
Беломорская плита 36, 39, 40, 55, 74, 78.
Белорусский вал 47.
Берилл 304.
Бийский массив 372.
Бирюза 304.
Богхеды 73.
Бодайбинская свита 434
Бодаринские слои 437.
Боксит 304, 305, 384.
Бораты 482.
Бореальные отложения (четвертичные) 79, 446.
Бореальные слои 53.
Ботнийская формация 50.
Бретонская фаза 115.
Бугловские слои 142.
Бузулукская свита 91.
Бурые железняки 149.
Бухарский горизонт 332.
Бучакский ярус 129, 139.

Вал 37, 39.
Валанжинский ярус 69, 79, 93, 109, 192, 207, 224, 240, 297, 445, 472.
Валахская плита 184, 185.
Валахская фаза 201, 215.
Ванадий 59, 304.
Варисцийская складчатость (см. герцинская).
Верхневолжский ярус 68, 93.
Верхнедуйская свита 480.
Верхнесаратовский ярус 96, 389.
Верхний девон 65, 292, 352, 353, 374, 395, 396, 440, 458.
Верхний карбон 88, 294, 327, 396.
Верхний кембрий 57, 402, 350, 437, 438.
Верхний мел 55, 69, 79, 94, 128, 192, 207, 224, 232, 331, 377, 388, 465.
Верхний палеозой 375, 403, 440, 448.
Верхняя пермь 65, 89, 110, 222, 295, 328.
Верхний силур (см. готландский отдел).
Верхний триас 238, 328, 459, 460, 472.
Верхняя юра 55, 67, 191, 206, 223, 240, 442, 443, 460.
Верхняя продуктивная свита (Минус. бассейна) 376.
Верхоянская геосинклиналь и дуга 16, 400, 427, 449, 456, 464, 468, 476, 489, 497, 501, 502.
Верхоянский комплекс 455, 466, 468, 472, 505, 508.
Верхоянско-Чукотская дуга 423, 466, 491.
Вестфальский отдел 203.
Ветлужский прогиб 83, 91.
изейский ярус 88, 126, 293, 327, 353, 375, 396.
Вилюйская впадина — 449, 501.
Висмут 304, 343.
Волконскоит 103.
Вольфрам 304, 343, 466.
Воронежская глыба 37, 38, 39, 40, 47, 60, 61, 69, 88, 150, 156, 160, 168, 173, 174, 181.
Воронежский горизонт 62.
Восточно-Азиатская геосинклиналь 17, 423, 425, 451, 466, 468, 474, 489, 507.
Восточного Казахстана складчатая страна см. Восточный Казахстан в географическом указателе.
Восточно-европейская плита 33 (см. Русская платформа).
Восточно-кавказская фаза 200, 214, 234.
Восточно-Русская впадина 36, 39, 40, 41, 42, 60, 75, 76, 77, 85, 149, 151, 153, 156, 157, 159, 163, 165, 167, 168, 171, 173, 178, 180, 182, 261, 265, 487, 491, 504.
Впадина 36, 39.
Выступ 36.
Вятский вал 39, 74, 82, 83, 90, 153.

Гамильтонская фауна 412.
Генойши свита 480.
Геосинклиналь 19, 23.
Германотипная складчатость 30.
Герцинская складчатость 33, 44, 46, 58, 74, 75, 76, 106, 115, 133, 141, 162, 166, 181, 182, 194, 211, 234, 252, 253, 274, 277, 287, 300, 308, 310, 314, 315, 317, 321, 322, 338, 343, 347, 358, 365, 370, 382, 391, 404, 413, 414, 422, 448, 454, 456, 470, 473, 489, 495, 507.
Герцинская фация 291.
Гжельский ярус 65.
Гиляцкий ярус 444, 479.
Гиперборейская формация 50, 51.
Гиперборейский щит 468.
Гипс 59, 79, 103, 112, 137, 304, 343.
Главное девонское поле 46, 53, 55, 62.
Главный большой ров плиты 40.
Глинт 46.
Гобийский массив 452, 453, 457, 464.
Голоустенская свита 434.
Горючие сланцы 59, 81, 104, 304, 450.
Готеривский ярус 69, 72, 79, 192, 207, 232, 240.
Готландский отдел 53, 125, 203, 291, 325, 351, 374, 394, 402, 439, 458, 471.
Гранат 59, 343.
Графит 450.
Грязевые вулканы 149.
Гудрон 103.
Гурийский горизонт 227.
Гюнцское оледенение 215.

Дакийский ярус 144.
Датский ярус 95, 109, 193, 208, 224, 241, 332.
Девонская система 51, 53, 61, 70, 77, 80, 87, 98, 125, 132, 154, 156, 203, 211, 222, 228, 253, 273, 291, 299, 325, 335, 352, 358, 374, 381, 395, 398, 402, 410, 421, 440, 448, 458, 463, 471, 473, 494.
Джаиндинская свита 241.
Дзирульский массив 211, 216, 218, 222, 223, 229, 230, 249, 252, 253, 257, 258, 267, 274.
Диатомовая свита 226.
Днепровская свита 123.
Добруджа 35, 41, 137, 185, 187, 188, 189, 193, 194, 195, 196, 248, 249, 250, 254, 256, 258, 260, 262, 263, 266, 273, 274, 275.
Доггер см. средняя юра .
Докембрий 49, 74, 122, 202, 222, 252, 273, 350, 356, 371, 394, 420, 433, 457, 490.
Доманика 77.
Домашкинская толща 97.
Донецкая впадина 40, 41, 42, 47, 48, 55, 60, 61, 69, 70, 154, 157, 159, 160, 161, 163, 167, 168, 171, 173, 174, 175, 176, 177, 179, 181, 182, 201, 495, 501, 504.
Донецкий бассейн 37, 40, 42, 158, 161, 162, 166, 170, 171, 174, 176, 243, 251, 254, 256, 258, 274, 307, 483, 487, 496, 501.
Доно-Медведицкий вал 40, 86, 88, 92, 93, 94, 95, 114, 118, 159, 170, 171, 173, 174, 175, 176, 177, 258.
Древнее темя Азии 371, 426, 447, 483, 489.
Древнекиммерийская фаза см. киммерийская.
Дуаба слои 227.
Душетская свита 226.

Евлановский горизонт 62.
Елецкий горизонт 62.
Енашиминская свита 435.
Енисейский горст 427, 438.
Ербохоченский бассейн 441.
Ергенинская свита 96.

Жегули 40.
Жегулевская дислокация 42, 87.
Жединский ярус 292, 326, 352, 374.
Железо 44, 59, 73, 103, 104, 136, 231, 304, 343, 361, 384, 450, 466.
Живетский ярус 292, 326, 352, 395, 471.
Жуйская свита 434.

Заальская фаза 413.
Забайкальско-Удская складчатая зона 455, 457, 464, 465, 466, 497, 499, 501.
Зайсанская впадина 362, 364, 377, 382, 383, 413, 497.
Западно-Сибирское опускание 277, 278, 384, 428, 502.
Западная зона 285.
Зелено-красная свита см. жуйская.
Зилаирская зона 285.
— свита 292.
Золото 304, 343, 361, 384, 450, 465, 466, 474.

Иеншанская фаза 457, 500.
Известняк 75.
Изумруд 304.
Индийская плита 30, 184.
Иотнийская формация 50, 51, 124.
Иргизский прогиб 85.
Иркутский амфитеатр 428, 483.
Иркутский ярус 443.
Иртышская впадина 344, 355, 360, 384, 388, 391, 416, 418.
Иссык-кульская впадина 405.

Кавказская геосинклиналь 260, 261 .
Казанский ярус 65, 89, 295.
Кайнозой 70, 79, 95, 109, 129, 208, 328, 354, 397, 462.
Калевийская свита 50.
Кайнозой 55, 377, 445.
Каледонская геосинклиналь 398, 493, 497.
Каледонская складчатость 30, 33, 44, 45, 48, 57, 58, 76, 154, 181, 211, 252, 277, 287, 299, 308, 309, 321, 322, 346, 357, 365, 370, 371, 380, 398, 404, 406, 409, 421, 448, 452, 454, 470, 473, 489, 491, 507.
Калийные соли 304, 342.
Каменная соль 112, 137, 304, 450.
Каменноугольная система 55, 63, 70, 77, 80, 88, 98, 110, 125, 132, 158, 203, 211, 222, 253, 293, 299, 326, 353, 358, 375, 396, 399, 412, 421, 422, 440, 448, 458, 463, 471, 478, 496.
Каменный уголь 137, 196, 215, 247, 304, 305, 337, 342, 361, 383, 400, 450, 465, 482.
Кампанский ярус 94, 109, 193, 207, 297, 331, 332, 479.
Кампильский ярус 238.
Канско-Иркутская впадина 428, 442.
Каолин 136, 177, 305.
Караганский горизонт 141, 210, 233, 242.
Каратау свита 238.
Карельская формация 50.
Карельская складчатость см. Лаппо-карельская.
Карналлит 304.
Карнийский ярус 204, 459, 472.
Карпинского линии см. линии Карпинского.
Катархейская свита 49, 123.

Келловейский ярус 67, 108, 128, 191, 240, 296, 330, 397, 442, 472.
Кембрийская система 51, 52, 57, 151, 203, 211, 222, 228, 252, 273, 290, 298, 323, 335, 350, 356, 372, 378, 379, 394, 398, 402, 405, 420, 436, 447, 458, 463, 471, 473, 491.
Кемеровская свита 375.
Киевский ярус 96, 130, 139.
Кил 196.
Кимериджский ярус 92, 128, 296, 297.
Киммерийская (древнекиммерийская) фаза 30, 212, 227, 234, 235, 243, 256, 257, 260, 274, 301, 318, 359, 416, 473, 500, 501.
Киммерийские складки 139, 144, 194.
Киммерийские слои 68, 143.
Киммерийский бассейн 269.
Кирпичная свита 333.
Китайская платформа 30, 307, 457.
Кобленцский ярус 326, 352, 374.
Колыванский бассейн 383.
Колымская платформа 467, 468, 469.
Кольчугинская свита 376.
Конгломератовая свита 376, 377.
Конкский горизонт 96, 141, 210, 233.
Коньясский ярус 69, 94, 109, 128, 192, 207, 224.
Краевая плита 23, 27, 30.
Красноцветная свита 203.
Красноярская свита 376.
Кузнецкая глыба 366, 379, 382.
Кузнецкая котловина и бассейн 18, 277, 363, 367, 371, 372, 375, 380, 381, 382, 383, 411, 413, 414, 415, 416, 421, 447, 497, 498, 502.
Кукерский известняк 53.
Кукерситы 53.
Кунгурский ярус 89, 107, 295.
Куринская плита 202, 216, 218.
Курская магнитная аномалия 38, 122, 137.
Курский самород 128.
Куяльницкие слои 143, 227.

Лабинская фаза 199, 501.
Ладинский ярус 204, 460, 472.
Ладожская свита 50.
Лаппо-карельская складчатость 44, 45, 56, 57, 120, 491.
Ларамийская фаза 106, 116, 236, 319, 340, 418, 481, 500, 503.
Лебедянский горизонт 62.
Левантинские слои 144.
Лейас 108, 127, 191, 205, 223, 239, 296, 330, 442, 460.
Ленско-Вилюйская впадина (см. Вилюйская впадина).
Ленско-Енисейское поле 428, 436.
Лептитовая формация 49.
Лигнит 361.
Линии Каргинского 118, 160.
Лопатина вулкан 463.
Лузитанский ярус 191, 206.
Лунный камень 304.
Лялянская фауна 326.
Ляпис-лазурь 343.

Маастрихтский ярус 95, 109, 193, 208, 297, 331, 332.
Магнетит 361.
Магнитный железняк 137.
Майкопская свита 96, 140, 141, 193, 208, 225.
Малевко-мураевнинские слои 63.
Мальм см. верхняя юра.
Мальцевская свита 376.
Манакские слои 326.
Марганец 136, 361.
Масловская свита 377.
Медь 59, 103, 215, 231, 304, 343. 361, 384, 400, 474.
Мезенская впадина 75.
Мезозой 31, 55, 79, 100, 108, 127, 139, 167, 255, 328, 354, 372, 387, 397, 442, 459, 499.
Мезогеосинклиналь 27.
Меловая система 58, 79, 93, 109, 111, 128, 137, 139, 172, 195, 207, 223, 224, 229, 240, 244, 260, 331, 388, 391, 399, 422, 445, 462, 473, 479, 481, 502.
Месхийский горст см. Дзирульский массив.
Минусинская впадина 18, 277, 370, 371, 374, 375, 380, 381, 382, 384, 411, 413, 415, 422.
Минусинская свита 376.
Минусинско-Ачинская впадина 363, 368.
Миоцен 70, 96, 131, 136, 140, 214, 233, 242, 266, 377, 445, 472, 480.
Мирабилит 247.
Молибден 343.
Монголо-Охотская складчатая зона— 16, 276, 404, 423, 427, 449, 451, 488, 489, 491, 492.
Монгугайский ярус 443, 460.
Моногеосинклиналь 26.
Московский ярус 65, 126, 354.
Мтвари свита 224.
Мушкетова вулкан 463.
Муюн-кумская глыба 412, 418, 504.
Мышьяк 215, 343.
Мэотический ярус 142, 210, 226, 242.

Надкемеровская свита 375.
Нарынская впадина 405.
Нарынская свита 333.
Неогеновая система 31, 70, 96, 131, 140, 179, 193, 210, 225, 230, 233, 241, 245, 266, 298, 302, 333, 341, 355, 391, 420, 422, 449, 480, 505.
Нефелин 59.
Нефть 81, 103, 112, 149, 215, 230, 235, 247, 304, 342, 400, 450, 451, 482.
Нижневолжский ярус 68, 108, 296, 442.

Нижнедуйская свита 480.
Нижнесаратовский ярус 388.
Нижнетунгусский бассейн 441.
Нижний девон 291, 352, 395, 458.
Нижний карбон 63, 77, 88, 126, 293, 353, 381.
Нижний кембрий 325, 402, 373, 436.
Нижний мел 69, 73, 93, 100, 134, 213, 232, 301, 331, 340, 388, 417, 445, 462.
Нижний триас 110, 328, 459, 472.
Нижняя конгломератовая свита 376.
Нижняя пермь 65, 89, 127, 190, 204, 212, 222, 328, 396, 413, 459.
Нижний силур см. ордовиций.
Никанский ярус 443, 461.
Никкель 59, 304, 305, 361.
Новоземельская складчатая дуга 277, 392.
Новоторжский вал 61.
Норийский ярус 205, 459, 472.

Обручева вулкан 463.
Обская глыба 366, 367, 382, 385.
Обско-Томский разлом 366.
Овручские слои 124.
Огнеупорные глины 73.
Озокерит 235.
Окская свита 64.
Окско-Цнинский вал 39, 40, 60, 62, 63, 65, 66, 67, 68, 70, 83, 84, 90, 91, 94, 157, 158, 172.
Оксфордский ярус 68, 92, 108, 128, 206, 240, 296, 330, 442, 472.
Олигоцен 96, 140, 193, 225, 241, 332, 355, 389, 462, 480.
Олово 81, 343, 465, 474.
Орбитоидная свита 208.
Ордовикский отдел 291, 325, 402, 350, 373, 374, 439, 458, 471.
Орочонский ярус 444, 479.
Ортоцератитовый известняк 53.
Основание 19.
Острогская свита 376.

Палеоцен 96, 193, 208, 224, 225, 241, 298, 332, 389.
Палеозой 31, 51, 57, 61, 76, 77, 88, 124, 132, 144, 222, 273, 350, 372, 410, 435, 457, 491.
Палеогеновая система 55, 70, 95, 100, 102, 111, 129, 135, 139, 144, 176, 193, 195, 208, 214, 224, 229, 233, 241, 245, 262, 275, 298, 301, 332, 340, 355, 388, 391, 418, 422, 479, 481, 504.
Памиро-Алай 184, 227, 305, 407, 408, 413, 415, 416, 418, 419, 497.
Памирская фаза 318, 339.
Парагеосинклиналь 27.
Пелециподовый горизонт 66, 90.
Пермская система 65, 72, 78, 81, 88, 98, 106, 126, 133, 162, 190, 203, 222, 238, 243, 253, 254, 295, 300, 328, 354, 375, 382, 396, 399, 421, 459, 464, 471, 497.
Петинские слои 62.
Печорский угленосный бассейн 296, 305, 497.
Пирит 59.
Платина 304.
Платформа 19.
Плиоцен 96, 111, 143, 214, 233, 268, 377, 472.
Плита 21.
Покемеровская свита 375.
Подвижная плита 30.
Подмосковный бассейн 39, 40, 43, 46, 54, 60, 69, 154, 156, 158, 159, 161, 162, 168, 169, 170, 171, 173, 176, 181, 182.
Покров 19.
Полесский вал и мост 37, 38, 39, 43, 46, 48, 53, 55, 57, 119, 134, 156, 157, 158, 169, 171, 173, 174, 504.
Полтавский ярус 130.
Польско-Германская впадина 37, 39, 41, 43, 47, 48, 55, 158, 174, 504.
Понтида 188, 248, 488.
Понтический ярус 143, 227.
Портланд 68.
Пост-орогенная складчатость 30, 57.
Прикарпатская впадина 120, 137, 142, 174, 184.
Прикаспийская впадина 39, 82, 105, 118, 138, 180, 183, 184, 414, 499.
Причерноморская впадина 40, 42, 117, 137, 149, 154, 174, 179, 180, 183, 184, 196, 262, 487.
Продуктивная свита Апшеронского полуострова 227, 233.
Продуктивная свита Северного Кавказа 203.
Продуктивная свита Тунгусского бассейна 440.
Прокопьевская свита 376.
Протерозойская группа 50, 57, 76, 123, 131, 150, 203, 211, 290, 298, 323, 334, 350, 356, 378, 402, 405, 406, 420, 433, 446, 457, 471, 490.
Протеро-Сибирь 446.
Пуццоланы 196.
Пфальцская фаза 115.
Пытков камень 76.

Рионская плита 216, 217, 487, 488.
Рионско-Куринская глыба 185, 196, 198, 201, 202, 208, 210, 211, 213, 214, 216, 248, 250, 257, 259, 261, 269.
Ронская фаза 214.
Ртуть 137, 304, 343.
Рубин 343.
Рудеханский покров 231.
Рудные слои 143.
Русская платформа 16, 20, 21, 33, 74, 184, 236, 243, 248, 249, 250,

252, 253, 254, 255, 258, 261, 262, 267, 273, 274, 280, 301, 302, 403, 404, 413, 414, 483, 484, 487, 488, 490, 491, 492, 495, 496, 497, 499, 502, 503, 504, 505, 507.
«Рыхлая» свита 480.
Рэтский горизонт 127, 472.
Рязанский горизонт 69, 93.
Рязанско-Костромская впадина 60.

Саамская складчатость 44, 56, 150.
Савская фаза 106, 214, 234, 419.
Сакмарский ярус 294.
Саксаганская свита 123.
Салаирская глыба 366.
Салаирская фаза 287, 335, 346, 356, 365, 379, 406, 492.
Сантонский ярус 69, 79, 94, 109, 129, 192, 207, 297, 331, 332, 479.
Сарматский ярус 131, 142, 210, 226, 233, 242.
Сахалинская свита 443, 444.
Свеко-фенская складчатость 44, 45, 56.
Свинец 137, 304, 343, 361, 384, 400, 466, 474.
Свионийская формация 49.
Северо-Сибирская глыба см. Анабарская.
Сейсский ярус 238.
Семилукский горизонт 62.
Сеноманский ярус 62, 94, 109, 128, 129, 192, 207, 224, 297, 331.
Сенон 241, 479.
Сера 343, 482.
Серебро 137, 215, 343, 384, 466, 474.
Сериндия 307, 309, 314, 335, 404, 405, 488.
Серпентин 304.
Серпуховская свита 65.
Сибиретипная структура 364.
Сибирская платформа 16, 18, 20, 21, 30, 309, 362, 363, 384, 401, 404, 421, 423, 425, 451, 469, 483, 484, 488, 490, 491, 492, 493, 494, 496, 498, 499, 507.
Сибирские траппы 25, 441, 448, 450.
Сильвинит 304.
Силурийская система 51, 52, 57, 60, 80, 125, 132, 203, 211, 222, 228, 252, 273, 290, 325, 336, 402, 351, 356, 373, 379, 394, 398, 407, 438, 447, 458, 463, 471, 492.
Симбирско-Саратовская синеклиза см. Ульяновско-Саратовская.
Сингенетические движения 30
Синеклиза 40.
Синийская система 457.
Скандо-Россия 33.
Скифский вал 37.
Скифский ярус 204, 459.
Спириферовый горизонт 66, 90.
Средиземноморский ярус 1, 96, 131, 141, 225, 242.
Среднерусская возвышенность 136.
Средний девон 61, 88, 222, 292, 352, 374, 395, 440, 458.
Средний карбон 65, 78, 88, 293, 327, 396, 471.
Средний кембрий 290, 325, 350, 373, 402, 437.
Средний триас 328, 460, 472.
Средняя продуктивная свита 376.
Средняя юра 67, 91, 108, 191, 206, 223, 239, 296, 442, 460, 472.
Ставропольская глыба 197, 208, 257, 258, 262, 263, 269, 274, 487.
Стефанские слои 203.
Структура земной коры Табл. А—22.
Субгерцинская фаза 106, 261.
Судетская фаза 75, 254, 300, 310, 317, 358, 382, 399, 413, 415, 464, 496, 498.
Сузакский горизонт 332.
Суйфунский бассейн 465.
Сурский прогиб 83.
Сурьма 215, 343, 474.
Сухонская свита 444.
Сучанский бассейн 461, 465.
Сызранский ярус 95, 389.
Сыдинско-Ербинская впадина 370.
Сысольско-Вычегодский вал 76.

Таврическая свита 190.
Таджикская впадина 333, 340, 341, 342.
Таджикская депрессия 308, 315, 319, 331, 417, 418.
Таймырская складчатая зона 426, 429.
Таконская фаза 74, 75, 76, 309, 335, 346, 357, 365, 370, 379, 398, 407, 493.
Тарханский горизонт 141.
Татарский ярус 66, 78, 91.
Тегулиферовые слои 65.
Тейская свита 434.
Тельбесская фаза 371, 411.
Тетерево-бугская свита 123.
Тетис 144, 165, 168, 173, 184, 190, 195, 204, 248, 254, 255, 256, 259, 260, 263, 277, 301, 318, 319, 337, 338, 414, 416, 417, 418, 422, 461, 479, 495, 501, 502.
Титан 304.
Титано-магнетит 59.
Титонский ярус 206, 223, 240, 380.
Тихоокеанская складчатость 181, 278, 311, 317, 321, 340, 423, 449, 454, 456, 499.
Толтры 142.
Топаз 304.
Торгошинские известняки 373.
Торий 343.
Траппы 25, 441.
Трепела 44, 104, 231.
Третичные отложения 377, 397, 445, 462, 472.

Триалетские складки 216.
Триасовая система 66, 79, 91, 99, 108, 127, 134, 166, 190, 194, 204, 212, 223, 238, 243, 255, 274, 328, 338, 377, 391, 399, 416, 459, 471, 473, 499.
Тунгусская впадина и бассейн 428, 431, 432, 440, 448, 450.
Тунгусская свита 403, 440, 443.
Тургайская свита 443.
Тургайский пролив и впадина 242, 344, 360, 384, 388, 391, 404, 416, 417, 418, 493.
Турмалин 304.
Турнейский ярус 88, 126, 293, 327, 353, 375, 396.
Туронский ярус 69, 94, 109, 128, 192, 207, 224, 331, 479.
Туфогенная свита Тунгусского бассейна 440.
Тыйская свита 434.
Тырмо-Буреинский бассейн 461, 465.
Тянь-шаньская зона 404.
Тянь-шаньская фаза 256, 310, 414, 415, 496, 501.

Уанди свита 480.
Угленосная свита западного склона Урала 293.
Угленосная свита Казахстана 361.
Угленосная свита Минусинского бассейна 376.
Угленосная свита Подмосковного бассейна 64.
Угли бурые 361, 384, 450, 465.
Угловский бассейн 462, 465.
Улунтуйская свита 434.
Ульяновско-Саратовская синеклиза 40, 83, 85, 86, 96.
Унгулитовый песчаник 52.
Упинские слои 64.
Урало-Тянь-шаньское складчатое сооружение 16, 181, 182, 235, 238, 251, 274, 276, 484, 488, 491, 492, 493, 496, 501, 503, 504, 508.
Уральская фаза 126, 154, 156.
Уральско-алайская зона 404.
Уран 343.
Ургонская фация 224.
Урянхайская впадина 368.
Усольский ярус 438.
Уссурийский ярус 443.
Усть-Кутский ярус 437.
Усть-Урта глыба 38.
Уфимская глыба 38, 281, 282, 300, 302, 412.
Уфимская свита 89, 108, 295.

Фаменский ярус 62, 77, 88, 293, 326.
Фенно-Сарматия 33.
Фенно-Скандия 36, 51, 58, 183, 493, 506.
Ферганская впадина 405, 418.
Ферганский ярус 332.
Финско-Украинская глыба 491.
Флюорит 59, 400.
Фоладовые слои см. конкский горизонт.
Фораминиферовая свита 208.
Фосфориты 74, 104, 112, 136, 137, 247, 305, 342, 450.
Франко-Подолия 37.
Франский ярус 77, 293, 326, 396, 471.
Фукоидный песчаник 52.

Харьковский ярус 139.
Хатангская впадина 428, 440, 442, 445, 446, 449, 501.
Хвалынский ярус 110.
Хозарский ярус 110.
Хойнджо свита 480.
Хойская свита 480.
Хром 305.
Хромит 361.
Хромистый железняк 304.

Цагаянский ярус 444.
Царицынский ярус 96.
Цехштейн 89.
Цинк 137, 215, 343, 361, 384, 400, 466.
Циркон 59.

Чаудинские слои 144, 227.
Чеганские глины 241.
Челябинский бассейн 296.
Черемховская толща 444.
Черногорская свита 376.
Чернышенские слои 64.
Четвертичная система 55, 58, 70, 73, 79, 81, 97, 102, 112, 131, 136, 144, 181, 193, 210, 214, 228, 242, 246, 272, 298, 302, 333, 377, 391, 397, 403, 420, 446, 450, 462, 472, 481, 506.
Чичибу свита 478.
Чокракский горизонт 141, 210, 225, 233.
Чукотская складчатая зона 471.
Чулымская впадина 370, 375, 382, 383.

Швагериновый горизонт 65, 88.
Шилкинский конгломерат 462.
Шпинель 343.
Штирийская фаза 200, 214.
Шунгит 51.
Шустово-денятинские слои 65, 89.

Щигровский горизонт 61, 62.

Эзельские слои 53.
Эйфельский ярус 292, 352.
Эльбурский покров 231.
Эмбенский бассейн 40, 41, 105, 176, 236, 238, 241, 243, 244, 245, 252, 261, 262, 503.

Эофитоновый песчаник 52.
Эоцен 58, 79, 96, 129, 193, 208, 225, 233, 241, 298, 332, 355, 389, 480.
Эрийская фаза 154, 346, 357, 370, 379, 409, 493.
Эстонские слои 53.
Эхиносферитовый известняк 53.

Южно-Русская впадина см. Донецкая.
Юно-киммерийская фаза см. андийская.
Юрская свита 376, 377.
Юрская система 58, 67, 72, 81, 91, 110, 127, 134, 168, 190, 194, 205, 212, 223, 228, 238, 243, 274, 296, 301, 329, 339, 354, 377, 387, 391, 397, 399, 416, 442, 460, 472, 479, 501.

Яксартские движения 311, 318, 319.
Янтарь 177.
Ятулийская формация 50.
Яшма 303.

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

Абих 12.
Авдусин 222, 225.
Амалицкий 79.
Андрусов 140, 235, 236, 307.
Анерт 458, 462.
Арган 252, 305, 307, 308, 310, 313, 335, 419, 425, 477, 483, 484.
Армашевский 12, 129.
Архангельский 14, 19, 33, 34, 36, 37, 38, 40, 50, 61, 74, 75, 76, 86, 88, 95, 115, 123, 127, 128, 132, 140, 141, 156, 158, 175, 186, 189, 192, 222, 232, 248, 253, 254, 266, 268, 271, 272, 276, 282, 287, 302, 306, 317, 331, 335, 386, 427, 484, 485, 486, 489, 494.
Асаткин 47, 53.
Ауэрбах 12.

Баженов 370, 372, 373, 378.
Баранов 326.
Барсанов 222.
Батурин 227, 234, 270.
Баярунас 138, 235, 237, 238.
Безбородько 117, 122.
Безруков 296, 388, 389.
Белоусов 197, 206, 207, 258.
Билибин 445, 452, 466.
Блохин 282, 284.
Бобин 433.
Богачев 140, 221.
Богданов 110.
Богданович 12.
Боннэ 221, 223.
Борисяк 127, 186, 425, 426.
Борн 280, 393.
Бубнов С. 19, 21, 23, 24, 27, 28, 35, 36, 37, 38, 39, 47, 150, 281, 483.
Быков 425.

Варданянц 197, 199, 203, 206, 258.
Варсанофьева 280, 290, 294.
Вассоевич 140, 425.
Вахрушев 296.
Вебер 317.
Вегенер 477.
Вегман 51.
Великовская 95, 96, 354, 355.
Венюков 53, 54.
Вернейль 12.
Вильзер 187, 188, 194, 248.
Виттенбург 377.
Вологдин 351, 366, 368, 371, 372, 373, 378.
Вонг 457, 500.
Вялов 38/202, 333, 500.

Гейдн 305.
Геккер 53, 54, 155.
Гельмерсен 12.
Гельмут де-Терра 340.
Геллер 237.
Георги 12.
Герасимов 197, 199, 200, 215, 445.
Гмелин 12.
Головкинский 12, 88.
Голынец 96, 140.
Горностаев 350, 365, 372.
Горянинова 287.
Гране 378.
Григорович-Березовский 140.
Громов 387.
Губкин 140, 210, 216, 219, 220, 271.

Давиташвили 140, 266.
Даниловский 47, 53.
Делоне 425, 426, 489.
Де-Терра 305, 319.
Дингельштедт 290.
Динер 285.
Дробышев 197, 201.
Дьяков 475.
Дюбуа де Монпере 12.

Елисеев 425.
Ермолаев 394, 398, 425, 466, 472.

Жемчужников 444.
Жуков 96.

Заварицкий 279, 280.
Залесский 126, 376.
Замятин 84.
Захаров 283.
Зверев 433.

Здорик 332.
Зегебарт 429, 430, 434, 436.
Зюсс 33, 186, 247, 248, 277, 305, 371, 392, 425, 426, 428, 447, 477, 483, 489, 504.

Иванов А. П. 70.
Иванов Е. В. 331.
Иловайский 67, 68, 297.
Иностранцев 12.
Иорданский 294, 392, 396.

Казанский 458.
Каменский 85.
Карпинский 12, 13, 37, 38, 53, 118, 280, 294, 328, 389.
Кассин 14, 82, 89, 310, 311, 332, 344, 345, 346, 349, 351, 352, 355, 357, 358, 360, 405.
Кейзерлинг 12.
Клебельсберг 305, 317.
Клоос 25.
Клунников 319, 326, 330.
Кобер 33, 248, 252, 468, 477, 483, 484.
Козлов 218, 226.
Колесников 245.
Коржинский 351, 390, 433.
Коровин 363, 364, 372, 385, 388, 390, 405, 437, 439, 444.
Королев 313.
Косой 392, 395, 396, 397.
Коссмат 247, 484.
Котельников 431.
Краснопольский 12, 13.
Крестовников 128.
Криштофович 14, 16, 377, 425, 444, 458, 459, 462, 464, 479.
Кропоткин 12, 425, 466.
Кротов 88.
Круглов 430, 455.
Кужняр 37, 38, 47.
Кузнецов И. Г. 197, 199.
Кузнецов С. С. 218, 220.
Кузнецов Е. А. 283, 284.
Кузнецов Ю. А. 373, 442.
Кузьмин 371, 372, 378.
Кучин 388.

Ласкарев 120.
Лаусон 475, 477, 478.
Лебедев 125, 158.
Лебедева 426.
Леонов 95.
Лепехин 12.
Леукс 305.
Либрович 284, 285, 293, 294, 300.
Лихарев 78, 129, 204, 375, 471.
Лопатин 12.
Луппов 236, 237, 238.
Лутугин 125, 126.
Лучицкий 120, 121, 122, 123, 129.
Львов 287, 292, 492.
Люткевич, 78, 79.

Мазарович 84, 85, 86, 87, 91, 166.
Марков 155.
Марковский 305, 316, 317, 318, 319, 327, 333.
Маслов 431, 438, 439.
Махачек 317.
Мейстер 350, 435.
Меннер 140, 186.
Мерцбахер 13, 305.
Мецгер 44.
Миддендорф 12.
Милановский 21, 27, 28, 84, 86, 87, 94, 95.
Милорадович 393, 394, 395.
Мирчинк Г. Ф. 70, 122.
Мирчинк М. Е. 89.
Михайловский 140.
Моисеев 186, 188, 189, 248.
Молчанов 451.
Моор 433.
Морозевич 117.
Мурчисон 12, 279.
Муратов 186.
Мушкетов И. В. 13, 305.

Наливкин 14, 54, 172, 305, 330, 332, 406, 484, 485, 486.
Нансен 397.
Нейбург 376.
Нехорошев 14, 354, 364, 372, 373, 378, 406.
Нечаев 88, 89, 95.
Никитин 12, 13, 65, 67, 88, 91.
Николаев 435.
Николаев В. А. 309, 310, 311, 322, 323.
Николаев Н. И. 85, 305.
Никшич 232.
Ноинский 88, 90, 163.

Обручев В. А. 12, 14, 371, 373, 425, 426, 427, 428, 429, 430, 433, 434, 435, 437, 447, 463.
Обручев Д. В. 53, 54.
Обручев С. В. 14, 425, 431, 435, 439, 440, 441, 466, 467, 468, 469, 470, 472, 473, 476, 478.
Овчинников 231.
Олли 287, 290, 291.

Павлов 12, 13, 40, 67, 69, 87, 95, 461.
Павловский 433, 455, 458.
Палибин 131.
Паллас 12.
Пандер 12.
Паффенгольц 197, 220, 223, 226, 318.
Пименова 131.
Петренко 286.
Полканов 44, 45, 46, 50, 51, 75, 76, 77, 151, 154.
Половинкина 122.
Помпецкий 397.
Попов 115, 134, 334, 342.

Православлев 96.
Пресняков 452.
Прокопов 203.
Пятницкий 122.
Пустовалов 64, 67, 393, 394

Рагозин 387, 388.
Раузер-Черноусова 88, 294.
Рачковский 426.
Рамзай 44, 74, 76.
Резниченко 122, 127, 334.
Ренгартен 197, 199, 202, 205, 206, 207, 208, 211, 213, 214, 215, 216, 220, 226, 258, 305, 318, 335.
Ржонсницкий 439.
Рихтгофен 455, 477, 478.
Робинсон 197, 199, 203, 204.
Рожков 433.
Романовский 13.
Ротаи 125.
Руженцев 105, 108, 236, 294, 295, 301.
Рулье 67.

Сакс 466.
Семихатов А. Н. 86.
Семихатова С. В. 88,
Седергольм 44, 50.
Сибирцев 33, 89.
Синцов 140.
Соболев 33, 36, 37, 122, 131.
Соколов В. Д. 186.
Соколов Д. Н. 79, 129, 130, 131.
Соколов Н. А. 12, 13.
Соседко 253.
Спижарский 466.
Сперанский 364, 366, 367, 378, 371.
Стеростина 429, 434, 436.
Степанов 105, 125.
Стоянов 223.
Странгвейс 12.
Страхов 171, 172.
Струве 64.

Танатар 122.
Тинг 500.
Тетяев 14, 36, 425, 426, 429, 431, 434, 435, 452, 459, 468, 484, 485, 486, 487.
Тихвинская 89, 163.
Тихонович 105.
Тице 231.
Ткаченко 433.
Толль 12, 442.
Толмачев 378, 442.
Торнквист 48.
Траутшольд 12, 67.
Туманская 190.
Тутковский 122.

Урванцев 400, 401, 402, 429, 432, 440.
Усов 363, 364, 365, 367, 368, 369, 371, 372, 378, 380, 381, 383, 415, 417, 492.
Успенская 105, 117, 118, 251.

Федоров 297.
Федорович 314.
Федотов 125.
Ферсман 14.
Фишер фон Вальдгейм 12.
Фохт 186, 191.
Фришенфельд 439, 442, 443.
Фурнье 12.

Хабаков 285, 291, 301, 392.
Хахлов 376.
Херасков 319, 320, 332, 333, 425, 466, 468, 471.
Хлапонин 454.
Худлев 75, 460.

Цареградский 466.

Чекановский 12, 425.
Чернов 281, 282, 294, 392, 396, 397.
Чернышев Ф. Н. 12, 13, 75, 76, 125, 279, 280, 291.
Чернышев Б. И. 125, 126.
Черский 12, 425.
Чирвинский 121, 122.
Чихачев 320.
Чуенко 330.
Чураков 368, 371, 372, 373, 374, 378, 379, 435, 446, 491.

Шаталов 466.
Шатский 14, 34, 39, 41, 87, 115, 116, 118, 127, 128, 135, 140, 160, 186, 197, 201, 209, 210, 248, 267, 385, 427, 428, 429, 432, 434, 435, 461, 468, 484, 485, 487.
Швецов 64, 159, 210.
Шейнман 320, 425, 452, 453, 457, 464, 492.
Шлыгин 348, 360.
Шмидт 12, 13, 458.
Шталь 231.
Штауб 248, 477, 483.
Штемпель 462.
Штилле 30, 33, 35, 199, 215, 248, 305, 311, 335, 419.
Штукенберг 88.
Шульц 311, 313.
Шухерт 26, 27.

Щербаков 343.
Щукина 462.

Эберзин 140.
Эдельштейн 14, 328, 368, 371, 373, 374, 378.
Эйхвальд 12.
Эпштейн 389.

Юдичев 310, 313.

Яворский 368, 375, 376.
Языков 12.
Яковлев Н. Н. 125, 126, 305, 325.
Яковлев Д. Н. 310.
Янишевский 53, 375, 377, 378.
Яншин 106, 176, 285, 286, 296, 298.

Abies 377.
Acanthoceras 129.
— — rhotomagense 192, 232.
Acanthodes 375.
Acanthodiscus 207.
Acanthoplites 207, 232.
— Nolani 207.
Acer 377, 480.
Acicularia 271.
Acrothyra Chabakowi 251.
Actinocamax granulatus 129, 175.
— verus 69, 129.
Adrianites 328.
Agathiceras 190, 294.
Agnostus 325, 350, 394.
— fallax.
— Schmidti 436.
Alnus 377, 462, 480.
Amaltheus margaritatus 442, 461.
Amia 377.
Amphiaspis 440.
Amphipora 77.
Ancyloceras 54, 224.
Angarichtys hyperboraeus 440.
Angaropteridium cardiopteroides 376.
Anomocare 351, 471.
— convexa 351.
— excavatum 437.
Anthracomya 376, 441.
Anthracosia 354.
Apscheronia propinqua 227.
Aralia 444, 461, 473.
— lucifera 443.
Arca oreliana 62, 64.
— planicosta 130.
Archaeocidaris rossica 65.
Arcestes 204, 472.
Arcicardium 227, 270.
Asaphus 395.
— expansus 53, 251.
Aspidoceras 170.
Asplenium 109, 462, 479.
— whitbiense 445.
Astarte permocarbonica 78, 235.
Asteroxylon 352.
Atrypa reticularis 125, 326, 352, 458, 471.
Aucella bulloides 445, 479.
— crassa 172, 479.
— crassicolis 69, 93, 397, 445.
— Fischeri 68, 479.
— Keyserlingi 232, 445.
— kirghisensis 460.
— Lahuseni 445.
— mosquensis 68, 92.
— orbicularis 472.
— terebratuloides 397, 479.
— volgensis 207, 240, 445, 479.
Aucellina 192.
Aulacostephanus 68, 79, 92.
— eudoxus 68, 92.
Avicula contorta 190, 271.
Bacquewillia antiqua 89.
— ceratophaga 295.
Baculites 381.
Belemnitella americana 109, 192.
— lanceolata 95, 109, 129, 152, 298, 331.
— mucronata 95, 109, 129, 152, 208, 224, 233, 297, 331.
Belemnites absolutus 68, 92.
— Jasykowi 94.
— lateralis 109.
— magnificus 442.
— russiensis 68, 93.
— Tolli 442.
Benthosaurus 66, 91.
Berriasella callisto 192.
— rjasanensis 69, 172, 240.
Betula 377.
Borissjakoceras 331.
Bothrophyllum 65.
Bothryolepis 55.
Bronteus 352.
Bulla truncata 225.
Bumastus 291, 325, 351, 439.
Cadoceras 79, 169, 170, 472.
— Elatmae 67, 92, 397, 442.
— Nanseni 397.
Calceola sandalina 222, 292, 326, 374, 395, 412.
Callipteris 443, 459.
— Zeilleri 376.
Calymmene Blumenbachi 439, 458.
Camelus 355.
Cancellina 328.
Capitosaurus 66, 91, 108.
Caprotina 224.
Cardioceras alternans 68, 92, 170, 280.
— cordatum 68, 92, 151, 442.
Cardiola interrupta 203.
Cardiidae 270.
Cardita Jouanetti 142.
— sulcata 130.
— volgensis 95, 192.
Cardium 480.
— acardo 143.
— californiense 480.
— decoratum 480.
— dombra 97, 143, 227, 242, 270.
— obsoletum 142, 226, 242.
— protractum 142, 242.
Carelozoon jatulicum 50.
Carpinus grandis 445.
Caspialosa 271, 404.
Cassis saburon 142.
Ceratites 204.
— minutus 459.
— Wakari 472.
Ceratopyge 152.
Chaetetes radians 65.
Chamussettia 79.
Cheirurus insignis 203, 395.

Cladophlebis 151, 205, 239, 296, 397, 460.
— denticulata 461.
— haiburnensis 355, 377, 443, 444, 460.
Clathropteris 444, 460.
Climacograptus 395.
Clupea 225.
Clymenia 292, 396.
Collenia 290, 2.
Coeloceras 472.
Columbites 238.
Comptonia 480.
Congeria novorossica 143, 227, 218.
— subcarinata 227.
— subrhomboidea 227.
Coniopteris 191, 460.
— burejensis 443, 461.
Corbula 142.
— angulata 332.
— gibba 141, 142, 225.
Cordaites 296.
Corycium enigmaticum 50.
Cosmoceras 169.
— Jason 67, 92, 240.
Crania ignabergensis 193.
Craspedites 397.
— nodiger 68.
— subditus 68, 93.
Crassatella grignonensis 355.
— Woodi 130.
Credneria 109, 479.
Crioceras 192.
Cryptomactra pes anseris 226.
Cucullaea 129, 192.
— volgensis 224.
Cyclopteris 375.
Cyprina Morrisi 95, 224.
— perovalis 355, 389.
Cythere tulensis 62, 64, 126.
Czekanowskya 330, 354.
— rigida 377, 443, 444, 460.

Dammara 472, 479.
Danubites 459.
Daonella 328, 460.
— Lomelli 204.
Desmoceras 69.
Deuterosaurus 90.
Dewalquea 96.
Dicksonia gracilis 445.
Dictyonema 52.
Didacna Baeri-crassa 227.
— Chaudae 144, 227, 270.
— crassa 144, 227.
— multicostata 227
— panticapaea 143.
Dinotherium 19, 143.
Dioonites Polynowi 461.
Diplodocus 331.
Dipterus 53.
Discocyclina 209, 241.
Doliolina 459.
Dorycranites rossicus 108, 238.
Dorypyge 323, 373.
— Edelsteini 436.
— quadriceps 437.
Douvilleiceras 232.
Dosinia maeotica 143.
Dreissensia 270.
— Eichwaldi 210.
— polymorpha 144.
— rostriformis 227.
— Theodori 227.
Duvalia 192.
Dwinosaurus 79.
Dynophoneus 90.

Echinocorys sulcata 109, 192, 224, 233, 241.
Echinosphaerites aurantium 53.
Elephas meridionalis 144.
Endoceras vaginatum 53.
Epiaceratherium 355.
Equisetites 330, 355.
— burejensis 443.
Ervilia podolica 142, 226, 242.
— praepodolica 242.
— trigonula 141, 142.
Estheria Middendorfi 460.
— minuta 377.
Euloma Blochini 291.
Eurypterus 53, 125.
Euryptychites 445.
Exogyra columba 331, 332.
— conica 94, 109, 241.
— Couloni 192, 207, 240.
— latissima 207, 224.
— olisiponensis 331.
— virgula 92, 191.

Favosites 177, 291, 352, 374, 395, 402.
— gothlandica 53, 125, 439.
Felis 355.
Ficus 462, 480.
Fusulina Verneuilli 126.
Fusulinella 293.
Fusus gracilis 389.

Gangamopteris 296, 443.
— glossopteroides 376.
Garnieria 171, 172, 461.
— catenulata 93.
— fulgens 68.
Gastrioceras Abichi 222.
Gaudryceras 479.
Ginkgo 354.
— digitata 377, 443, 444.
— adiantoides 444, 462.
— polaris 397.
— sibirica 297.
Ginkgophyllum 296.
Gleichenia 473.
Glossopteris angarica 441.
Gryphaea 108.
— dilatata 92.
— Esterhazyi 333.

Gryphaea Romanovskii 333.
— Sewerzowi 333.

Halobia 204, 329, 460.
— celtica 190.
Halysites 53, 291, 352, 374, 394, 402.
— catenularia 125, 440.
Hammatoceras 127.
Harpoceras 472.
— opalinum 127.
Hausmannia 296.
— Kohlmani 461.
— ussuriensis 443, 460.
Hedenstroemia 204, 472.
Heteroceras 232.
Hibolites 192, 207.
— minimus 152.
— semicanaliculatus 192.
Hildoceras 127, 460.
Hinnites lenaensis 442, 443.
Hipparion 143, 144, 355.
Holcodiscus 192.
Holoptychius 55, 375.
Hoplites dentatus 69.
— interruptus 94, 207, 232.
— radiatus 207.
— tardefurcatus 109.
Hyaena 355.
Hydrobia 445.
Hyolithes 52.

Illaenus 351, 373.
Indricotherium 355.
Inoceramus 460.
— balticus 192, 224, 233.
— cardissoides 94, 331.
— concentricus 479.
— Cuvieri 479.
— involutus 94, 128.
— labiatus 192, 479.
— Lamarcki 94, 128, 192, 207, 224.
— lineatus 445.
— lobatus 69, 479.
— Lopatini 443.
— retrorsus 445, 461, 472.
— russiensis 69.
— sachalinensis 479.
Inostrancewia 79, 91.
Isocardia multicostata 233.

Juglans 355, 377, 389, 462.
— acuminata 377.
Juvavites 204.

Karpinskya conjugula 292, 326, 412.
— consuelo 292.
— Nalivkini 325.
Kepplerites 92.
Kotlassia 79.
Kutorgina 290, 373, 437.

Lamna 241, 389.
— elngans 389.
Leda kazanensis 90.
— nuda 445.
— Pavlowi 95.
Leuciscus 390.
Lepidodendron 64, 327.
— Weltheimi 376.
Lepidophloios 459.
Lepidopus 225.
Leptaena 395.
Libocedrus 444, 462.
Limnaeus 227.
Limnocardium Odessae 143.
Lingula 440.
Lingulella 394, 437.
Lioceras opalinum 460.
Liquidambar europaeum 377.
Lucina Dujardini 141.
Ludwigia Murchisoni 443.
Lyrolepis caucasica 193, 209, 214, 225, 264.
Lytoceras 191, 207, 479.
— Adelae 191.
— torulosum 460.
Lyttonia 459.
— Richthofeni 204.

Machairodus 143.
Macrocephalites 169.
— Izhmae 79, 168, 397, 442.
— macrocephalum 151, 240.
Mactra caspia 142, 242, 271.
— fragilis 226.
— karabugasica 227.
— podolica 142.
— subcaspia 97, 227, 242.
Magnolia 96, 389.
Mammites 331.
Manticoceras intumescens 77, 292, 396.
Mandschurosaurus amurensis 462.
Marchantites 479.
Mastodon angustidens 355.
— arvernensis 144.
— longirostris 143.
— tapiroides 390.
Meekoceras 204, 238, 328.
— varaha 459, 460.
Medlicottia 328.
— artiensis 295, 396.
— orbignyana.
Megalaspis 52.
Melania 270.
Meletta 96.
Metalegoceras 294.
Micraster cor anguinum 224.
Modiola 461.
— Jeremejewi 332.
— Karpinskii 389.
— volhynica 143.
Modiolopsis Pallasi 66.
Monodacna vulgaris 143.
Monograptus 395.
Monophyllites sichoticus 459.
— Suessi 204.

Monotis salinaria 329.
Monticulipora petropolitana 458.
Mortoniceras inflatum 174, 207, 232.
Moschops 90, 91.
Muensteroceras 327.
Murchisonia 90.
Myophoria 108, 328.
— ovata 376.
Myrica 480.
Mytilaster 271.
Mytilus 480.
— Dalai-Lamae 108.

Nassa restitutiana 225.
Nathorstites 472.
Neocalamites 443, 460.
Neocomites neocomiensis 192, 207.
Neohibolites minimus 224.
Neoschwagerina 328, 459.
— craticulifera 328.
Neurogangamopteris cardiopteroides 354.
Neuropteris 126, 353.
Nerinea astrachanica 109.
Nillsonia 205, 330, 444, 460, 479.
Noeggerathiopsis 397, 403, 443.
— aequalis 354, 376, 441, 459.
— cardiopteroides 441.
Notidanus 389.
Nucula Beyrichi 66.
— proava 95.
Nummulites 209, 241.

Obolus 394, 402, 437.
— Apollinis 52, 291.
Oecotraustes serrigerus 330.
Olenellus Mickwitzi 52.
Olenoides Obrutschewi 438.
Omphalotrochus Whitneyi 66, 78, 294.
Oncophora 266.
Ophiceras 472.
Oppelia fusca 330.
— subradiata 222, 223.
— Trautscholdi 79, 94.
Orbitoides 208.
Orbitolina 208.
Orthis calligramma 458.
— honorata 439.
Orthoceras 222, 373, 374, 439.
— annulare 203.
Osmunda 480.
Osteolepis 53, 375.
Ostrea acuminata 239, 331, 332.
— bellovacina 96.
— cochlear 141.
— crassissima 333.
— digitalina 142, 242.
— flabellula 130.
— gigantica, 225, 355.
— gryphaeoides 242.
— hemiglobosa 332.
— kokanensis 333.
Ostrea prona 130, 233, 355.
— tjanschanensis 333.
— Sinzowi 95, 241, 265.
— ventilabrum 241, 355.
Otoceras 222.
Otodus 241, 389.
Oxytoma inaequivalvis 460.

Pachydiscus neubergicus 193.
Paichoia Tchernovi 397.
Paludina 97, 143, 144, 270, 390, 445.
Paraceltites 190.
Paradacna Abichi 227.
Paradoxides 471.
Paragastrioceras Suessi 396.
Parahoplites consobrinoides 232.
— Deshayesi 79, 94, 207, 204, 232.
Parapronorites permicus 295.
Pareiasaurus 79, 91.
Parkinsonia 168.
— doneziana 128.
— Parkinsoni 92, 191, 206, 222, 223, 239, 461.
Pavlowia (Perisphinctes) 170.
— — jatriensis 297.
— — Pavlowi 79.
— — Panderi 68.
— — vogulica 297.
Pecopteris 126, 397, 443, 459.
Pecten 142, 480.
— Bronni 208.
— bellicostatus 233.
— corneus 96, 130, 225, 355.
— denudatus 141, 266.
— gloria maris 142.
— idoneus 130.
— Lindströmi 445.
— parisiensis 192.
— propatulus 480.
Pectunculus sachalinensis 479.
— — volgensis 95.
Peltoceras 170, 240.
Pentamerus 88.
— baschkiricus 292, 326, 374, 412.
— borealis 53, 395.
— altaicus 374.
— esthonus 53.
— galeatus 471.
— Knighti 325, 374, 395.
— oblongus 291.
— podolicus 125.
— pseudobaschkiricus 326.
— Schmidti 440.
— Sieberi 222, 292, 326, 412.
— vogulicus 125, 291, 325.
Perca 390.
Pericyclus 327.
Perisphinctes mosquensis 169.
Petalaxis 65.
Pholas 142.
— ustjurtensis 242.
Phylloceras 191, 192, 207, 208.
— hebertianum 442.

Phyllotheca 443.
— deliquescens 376, 441.
Picea 377.
Pinacoceras 472.
Pinus 377, 462, 472.
Pityophyllum 354, 355.
— longifolium 444.
— Nordenskioldi 443.
Placenticeras 109, 331.
Planorbis 132, 390.
Platanus 96, 109, 444, 462.
Platygena asiatica 333.
Pleuromeia 443.
Pleuromya 108.
Pleurotoma Bosqueti 130.
Plicatula 109, 207.
Podozamites 205, 296, 297, 377.
Polyptychites 79, 109, 172, 445.
— Keyserlingi 69, 93.
Popanoceras 190.
— Tschernyschewi 223.
Populus 355, 377, 389, 462, 472, 480.
— arctica 444.
Posidonia Bronni 204.
Productus boliviensis 65.
— burlingtonensis 327, 353.
— Cancrini 90.
— cora 65, 78, 126, 204, 295, 375, 397.
— deruptus 327, 353.
— edelburgensis 327.
— fallax 64, 126.
— Frami 396.
— giganteus 64, 78, 126, 222, 293, 327, 396.
— haemisphaerium 78, 9.
— inflatus 375.
— intermedius 222.
— jacuticus 471.
— Kassini 353.
— latissimus 65, 126.
— mesolobus 126, 293.
— Panderi 64, 88, 293.
— pseudohorridus 78.
— punctatus 327.
— semireticulatus 353, 458.
— striatus 64, 126, 293.
— sublaevis 327.
— timanicus 397.
— Tschernyschewi 78.
Proetus waigachensis 395.
Prolecanites 77, 327.
Pronorites 294.
— praepermicus 295.
Proptychites 459.
Prosodacna 270.
Protolenus asiaticus 436.
Pseudocosmoceras 168, 204.
— Mazarovichi 92.
— Michalskii 128.
Pseudofusulina 294, 295.
— japonica 328.
Pseudomonotis aurita 377.
Pseudomonotis caucasica 205.
— Clarai 204, 459, 472.
— doneziana 92, 127, 460.
— echinata 442, 460.
— Jacksoni 397.
— ochotica 190, 193, 459, 460, 472.
— scutiformis 459, 472.
— speluncaria 66, 90.
Pseudosageceras 233, 460.
Pseudotissotia 332.
Psilophyton 62, 352.
Pteria tenuicostata 94, 109, 297.
Ptychoparia 437.
Pugnax (Rhynchonella) pugnus 292, 326.
Pulchellia 232.
Puzosia 129, 331, 479.
— striata 470.

Quasifusulina 294, 327.
Quenstedtoceras 108, 169, 170.
— — Lamberti 67, 92, 240, 355, 377, 462.

Rasenia 170.
Reineckeia 169.
Requienia 224.
— ammonia 224.
Richthofenia 459.
— caucasica 204.
Rhinoceros 355.
Rhynchonella 439, 458, 471.
— cuboides 77, 222, 292, 326, 353.
— livonica 62.
— Meyendorfi 54.
— princeps 374, 412.
— turanica 326.

Salix 389, 462.
Saynella aurita 94.
Scaphites 129, 192, 208.
Schizodus rossicus 89, 90.
Schloenbachia varians 69, 94, 109, 174, 192, 232.
Schlotheimia annulata 460.
Schwagerina princeps 65, 294, 295.
Sequoia 355, 389, 444, 462, 472, 479, 480.
Shumardites 294.
Sigillaria 64.
Simbirskites 79, 93, 207, 445.
— versicolor 69, 93, 192, 232.
Sirenites Obrutschewi 472.
Solemya labeosa 480.
Spaniodontella 141, 225, 242.
Sphenopteris 126, 376.
Spirialis 96, 141, 142, 226, 267.
Spirifer Archiaci 62, 77, 222, 292, 326, 352, 374.
— Anossoffi 374.
— bisulcatiformis 88, 159, 293.
— bisulcatus 293.
— Blasii 66, 78.

Spirifer cameratus 294, 375, 396.
— carinatus 352, 458.
— centronatus 64.
— Chechiel 374, 375, 412.
— disjunctus 54, 62, 77, 222, 292, 374.
— fasciger 295, 397.
— nitiensis 471.
— inflatus 222.
— tornacensis 69, 126.
— irbitensis 292, 326, 374, 412.
— jigulensis 65, 88.
— katavensis 77, 292, 396.
— kharalaukhensis 471.
— Marcoui 327.
— medius 293, 374.
— mosquensis 65, 78, 88, 126, 293, 254, 327, 396.
— mucronatus 352, 412.
— muralis 54.
— Murchisoni 352.
— priscus 293.
— ranovensis 396.
— rugulatus 66, 78, 90.
— Schrenki 78, 90.
— siculus 204.
— striatus 441, 458.
— sulcatus 327.
— sulcifer 353.
— tanaicus 62.
— tenticulum 54, 62, 77.
— togatus 326.
— tornacensis 222, 327, 353, 375, 440.
— trigonalis 65, 126.
— undifer 352.
— uralo-altaicus 292, 326, 412.
— Urii 64.
— vaengaensis 78.
— Verneuilli 62, 326, 353.
Spiriferina 377, 441.
— Walcotti 204.
Spondylus Buchi 130, 225.
Sporadoceras 292.
Stafella 88, 292.
— Waageni 459.
Stephanoceras coronatum 67, 92, 240.
— — Humphresianum 206.
Stringocephalus Burtini 156, 292, 326, 374, 395, 412.
Stromatopora 291, 440.
Strophalosia horrescens 60, 90.
— sibirica 471.
Stropheodonta uralensis 326.
Strophomena 395, 439.
— asella 62.
Sumatrina Annae 328.

Taeniopteris 239, 330, 443, 460.
— amurensis 443.
Tapes decussata 480.
— gregaria 242.
Taxites subzamioides 461.
Taxodium distichum 377, 444, 462, 472, 480.
Tellina 480.
— saratovensis 241.
Tetragonites 479.
Terebratula 241.
Thinnfeldia 443.
Thomasites 332.
Thuja cretacea 479.
Thurmannia 192, 240.
Tilia 377, 462.
Timanites 77.
Tirolites 223.
— cassianus 238.
Tollia spasskensis 69, 172.
— stenomphala 69.
— Tolli 445.
Tornoceras simplex 292.
Toxaster 224.
Trapa borealis 445, 480.
Trematospis 53.
Trematosaurus 108.
Trigonia 240, 331.
— caudata 109.
— hokkaidoana 462.
— subovalis 479.
— v-costata 461.
Triticites 88, 292, 327.
Triton flandricum 241.
Trochus chokrakensis 141.
Turbo 90.
Turrilites 129, 479.
Turritella circumdata 241.
— kamyschinensis 95.

Ullmannia 443.
Ulemosaurus 91.
Ulmus 462.
Uncites gryphus 326.
Unio 97, 143, 144, 227, 270, 390.
Ussuria 460.

Valenciennesia 143, 227.
Viburnum 444, 478.
Virgatites 79, 171.
— scythicus 68, 92.
— virgatus 68, 92, 93, 170.
Volborthella 52.

Weichselia 444, 461.
Williamsonia 191.
Witchellia 127.
Woodwardites 480.

Xenodiscus 223.
Yoldia Cooperi 480.

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ АРХАНГЕЛЬСКОГО И ШАТСКОГО
(*Табл. XXXI*)

Принцип составления карты Архангельского и Шатского изложен в тексте. Она приложена к книге в штриховом выражении в виду технических затруднений печатания красками. С нее сняты лишь цифровые обозначения отдельных тектонических элементов из предположения, что они читателю уже известны. Вполне соглашаясь с установками, лежащими в основе составленной карты, и с общим построением карты, которые автор считает правильными, все же необходимо отметить: 1) дополнения и изменения, которые необходимо внести в карту в связи с новыми опубликованными данными, 2) расхождения автора этой книги с составителями карты.

По русской платформе. Следует иметь в виду, что в Донецкой впадине складчатость нужно считать герцинской, а не тихоокеанской, так как мощный палеозой кроется несогласно триасом.

По Альпийской зоне. Непосредственное продолжение складок Мангышлака в Туар-кыр вызывает сомнение. Последние сообщенные Архангельским данные отмечают тектоническую связь Мангышлака и Султан-Уиз-дага.

Памир не может быть отнесен к альпийской складчатости, а в лучшем случае к тихоокеанской, и то только в его северной и южной частях. Отделение Памира от Алая резкой чертой, по последним данным, должно быть ликвидировано.

По Сибирской платформе. Вызывает сомнение слишком дробное разделение платформы. Последние данные заставляют думать, что южная полоса знака 5 представляет собою зону каледонской складчатости.

По Монголо-Охотскому сооружению. Зона тихоокеанской складчатости в сторону Монголии должна быть значительно сужена, так как, по современным представлениям, она заканчивается слепо к востоку от Улан-Батора. Простирания складок, повидимому, делают значительное колено в верховьях Амура.

По Верхоянско-Чукотскому сооружению. Эта часть СССР в настоящее время трактуется несколько иначе; это ясно, если сравнить карту с картой С. Обручева и последними данными Ермолаева и Хераскова. Отметим, что Колымская платформа оконтуривается каледонскими складками, а поэтому она вряд ли герцинская. В самое последнее время выявлено широкое развитие мезозойских складок и на Чукотском полуострове.

Исходя из этого, следует прилагаемую карту дополнить указанными в тексте данными и сопоставить с помещенными в нем схемами и картами.

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К СТРУКТУРНОЙ СХЕМЕ СССР (*табл. XXXII*)

Прилагаемая карта представляет собою схематическое изображение тектонической структуры СССР, необходимое для общего охвата тектоники нашей страны. Карта-схема имеет учебное значение, и в связи с этим она не претендует на исчерпывающее отражение тектоники СССР, а представляет иллюстрацию к тексту. Она имеет в виду наиболее важные тектонические элементы Союза, причем они даны в несколько схематическом виде и отдельные линии и контуры не преследуют особенной точности, которая была бы уместна при специальном рассмотрении строения нашей страны.

Карта-схема захватывает не только СССР, но в рамки ее входят также прилегающие моря и зарубежные страны; последние показаны в самых главных тектонических чертах, схематичнее, чем территория СССР. Показ прилегающих областей сделан для того, чтобы структура СССР не казалась вырванной из картины структуры земной коры, а могла бы быть демонстрирована на ее общем фоне.

Материалами для составления карты-схемы послужили преимущественно следующие: 1) карта Архангельского и Шатского, которая была положена в основу; 2) новейшие данные Ермолаева, Милорадовича и Коха по западной части Арктики; 3) карта Урванцева по таймырскому ее сек-

тору; 4) неопубликованные данные Хераскова по северо-востоку Азии, *любезно предоставленные автору для включения в предлагаемую карту*, за что автор выражает ему свою живейшую признательность; 5) новейшие литературные данные, упоминаемые в тексте и картографически изображенные; 6) собственные построения автора, основанные на имеющемся фактическом материале.

На карте-схеме показаны 1) *основные структурные области*, разделенные по возрасту последней альпинотипной (главной) складчатости; 2) *комбинации структурных комплексов*, показывающие наложение слабо складчатого комплекса на более интенсивно складчатый, или, иными словами, наложение германотипной структуры на *альпинотипную*; 3) от дельные *тектонические элементы* и комбинации их (сбросы, надвиги основные простирания, соляные структуры и т. д.); 4) поверхностны *покровы* пород, указывающие на степень прогибания (более или мене *мощные осадочные толщи*, лежащие горизонтально на складчатом осн вании) или на степень раздробления (лавовые поля типа траппов).

Основные структурные области показаны следующие: 1) докембри ские, 2) каледонские, 3) герцинские, 4) тихоокеанские, 5) альпийски докембрийские структуры не разделены на архейские и протерозойск за неимением достаточных данных; древние структуры среди более м лодых, как правило, не показаны, если они не составляют глыб и област погружений, влияющих на поведение соответствующей складчатост вообще говоря, показана лишь последняя интенсивная складчатость.

Комбинации структурных комплексов показаны в том случае, ес позднейший комплекс обладает более простой структурой и меньш интенсивностью складчатости, чем основной. В таком случае верхн комплекс обозначен более редкими знаками, свойственными перекрыв *мому комплексу. В связи с этим намечены лишь простые комбинации* двух комплексов.

Тектонические элементы выделены следующие:

1. *Основные простирания.* Дано общее направление простираний особой детализации их изменений на малых площадях; при этом выделе главные простирания основной складчатости и налегающие на них пр стирания добавочной; местами показаны предполагаемые простирания п осадочным покровом, расположенным выше или ниже уровня моря.

2. *Границы структурных элементов* даны приблизительно и места чисто условно, особенно если они проходят под осадочным покровом.

3. *Линии главных надвигов* показаны преимущественно по периферу складчатых систем для обозначения краевых чешуйчатых структур вон перебрасывания складок. Бородка соответствующего знака напра лена в сторону надвигания (т. е. в сторону форланда).

4. *Сбросы* показаны главнейшие, особенно те, которые определяю границы опусканий, берега морей и т. д.

5. *Соляные структуры* разделены по возрасту соляного штока.

6. *Глыбовые поднятия* показаны только альпийские для областей на большего их проявления, т. е. для Центральной Азии и ее периферы

Покровные структуры разделены на осадочные и эффузивные. Первые отмечают степень опускания соответствующего скла чатого фундамента, причем не делается различия между осадочным п кровом, лежащим выше или ниже уровня моря. Соответствующим знак показаны лишь обширные области развития горизонтальных осадочн пород. Нарушения их залегания не показаны за невозможностью изо ражения их на карте малого масштаба.

Эффузивные покровы отмечены лишь в том случае, если они покр вают очень обширные площади (траппы). Приведены они на карте-схе ввиду того, что появление их в большинстве случаев связано с крупн шими разломами.

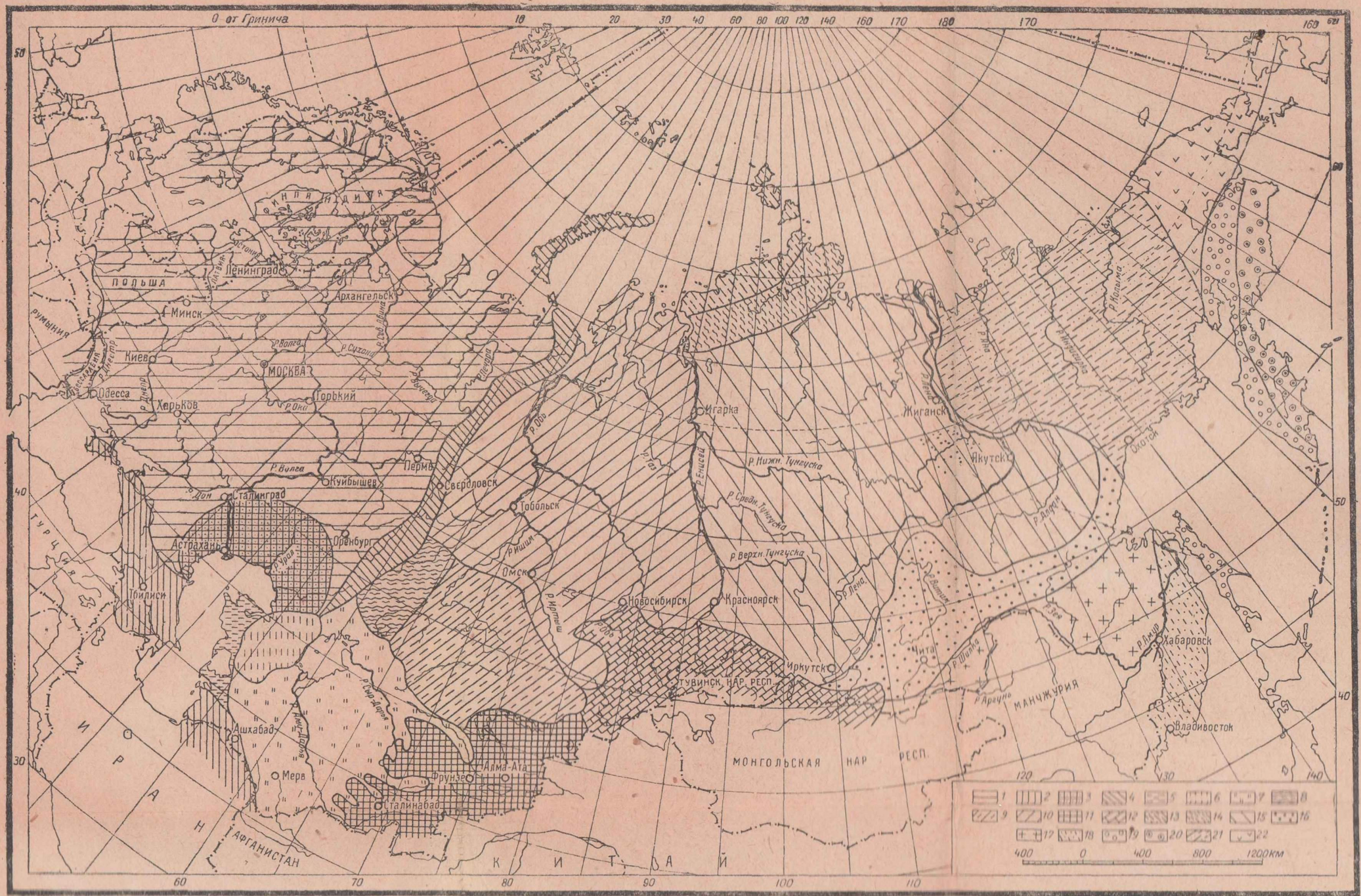
Наименования тектонических и некоторых рельефных элементов о значены начальными их буквами или же комбинацией букв, входящ в данное название, например: Алданская глыба — *Ал*, Ферганский ма сив — Ф и т. д. Все эти сокращения названий объяснены на карте.

Библиотека Геол. Арм. ССР

ОПЕЧАТКИ

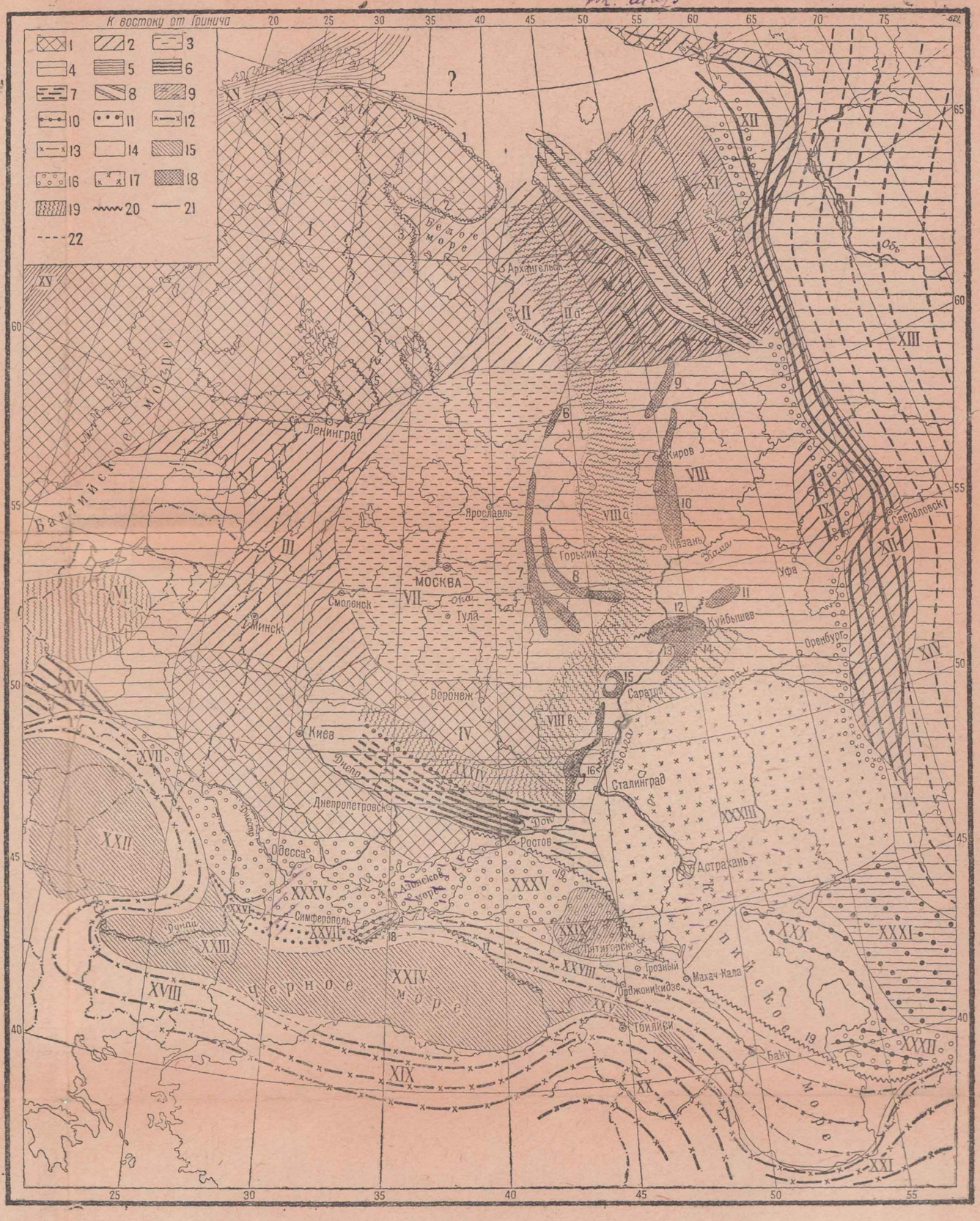
Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По вине
54	2 сн.	*Bot ryolepis*	*Bothryolepis*	Тип.
82	4 св.	Восточно-Русска	Восточно-Русская	»
89	Подпись к фиг. 16	8-татарский ярус: сарминская свита;	*8*—татарский ярус: уржумская свита; *9*—татарский ярус: сарминская свита	Авт.
148	Подпись к фиг. 34	Куяльницкий и акчагыльский бассейны	*1*—куяльницкий бассейн; *2*—акчагыльский бассейн; *3*—предполагаемое их соединение.	»
В конце книги	Табл. VIII	*6*—то же среднего; *7*—паралическое углеобразование в среднем карбоне;	*6*—паралическое углеобразование в нижнем карбоне; *7*—то же в среднем;	»
164	Подпись к фиг. 39	*4*—пресноводные пестрые мергеля уржумской свиты	*4*—конгломератовая фация сарминской свиты; *5*—пресноводные пестрые мергеля уржумской свиты	Авт. кор.
169	Подпись к фиг. 41	6—фосфориты зоны *V cyth c s;*	*6*—фосфориты зоны *V scythicus*	Тип.
204	6 сн.	*Monop yllites*	*Monophyllites*	»
208	1 св.	привдиот	приводит	»
233	30—31 св.	конские	конкские	Кор.
236	Подписи к фиг. 65	*9*—неопом;	*9*—неоком;	Тип.
397	3—4 св.	*Fschernovi*	*Tschernovi*	»
449	3 »	трандрисии	трансгрессии	»
449	6 »	архейск	архейских	»
451	1 сн.	Китайских	Китойских	»
459	17 св.	Полуусного	Полоусного	Авт.
523	18 сн. (2 колонка	Полосный	Полоусный	»

675



Основные схематические геоморфологические районы СССР.

1 — Русская равнина; *2* — Крымско-Кавказская складчатая область; *3* — Прикаспийская равнина; *4* — Уральский хребет; *5* — складчатый район Мангышлака; *6* — плато Усть-Урт; *7* — пустыни Средней Азии; *8* — Тургайское понижение; *9* — Кавказское степное плато; *10* — Западно-Сибирская равнина; *11* — Средне-Азиатские регенерированные горные сооружения; *12* — область древних хребтов Алтая, Саяна и Хамар-Дабана; *13* — плато Бырранга; *14* — Хатангское понижение; *15* — Средне-Сибирское плато; *16* — Забайкальское нагорье и Становой хребет; *17* — Приамурье; *18* — Приморье; *19* — Сахалин; *20* — Камчатка; *21* — Верхоянско-Колымская горная область; *22* — Чукотское нагорье.



Масштаб

100 0 100 200 300 км

Тектоническая схема Русской платформы и соседних с нею горных сооружений.

Тектоническая характеристика.

Знаки легенды:

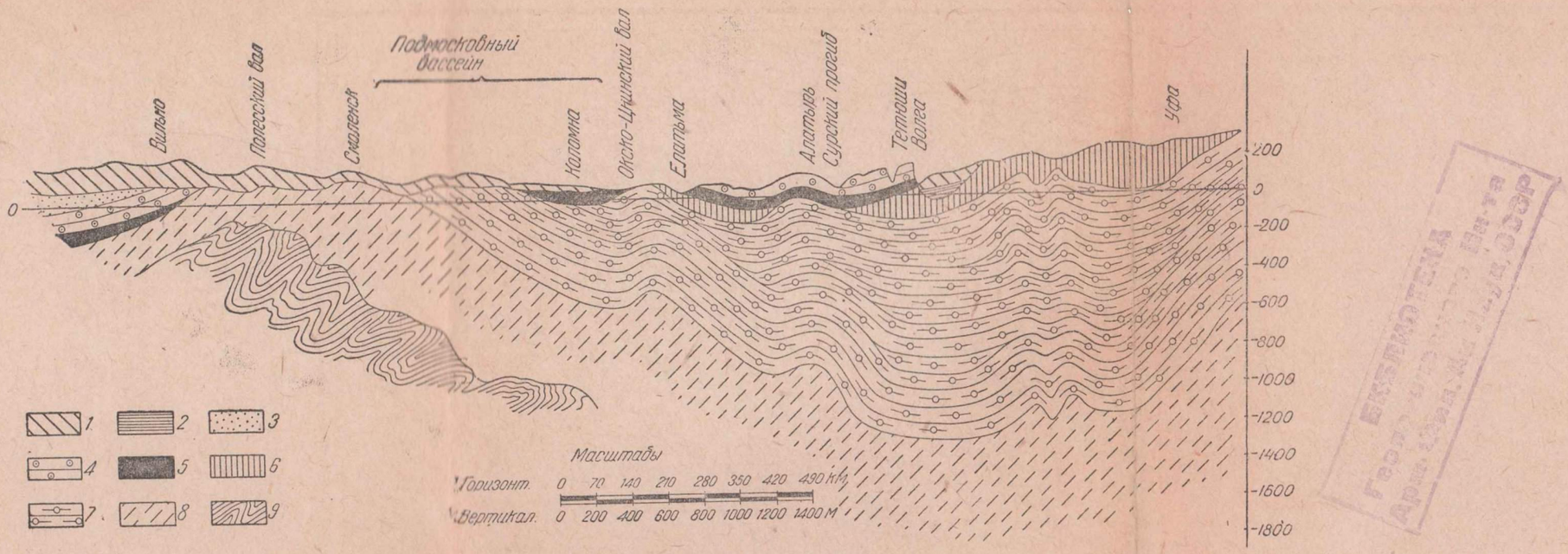
1 — глыбы I порядка; *2* — глыбы II порядка; *3* — устойчивые плиты; *4* — подвижные плиты; *5* — каледонские складки; *6* — герцинские складки; *7* — герцинские складки, перекрытые осадочными покровами; *8* — герцинская складчатость; *9* — та же структура, перекрытая на древнем складчатом основании (тиманская структура) осадочным покровом; *10* — тихоокеанские (мезозойские) складки; *11* — тихоокеанские складки, перекрытые осадочным покровом; *12* — альпийские складки; *13* — альпийские складки, погруженные на дно моря; *14* — геосинклинали; *15* — погруженные древние массивы среди Альпийских складок; *16* — предгорные впадины; *17* — краевые плиты с соляной тектоникой; *18* — валы на платформе; *19* — погружения внутри впадин; *20* — сбросы; *21* — границы между тектоническими элементами; *22* — то же — предполагаемые.

Тектонические элементы

I — Балтийский щит; *II* — Беломорская плита; *IIa* — Мезенская впадина; *III* — Полесский мост; *IV* — Воронежская глыба; *V* — Азовско-Подольская глыба; *VI* — Польско-Германская впадина; *VII* — Подмосковный бассейн; *VIII* — Восточно-Русская впадина; *VIIIa* — Сурско-Ветлужский прогиб; *VIIIe* — Ульяновско-Саратовская синеклиза; *IX* — Уфимская глыба; *X* — Тиман; *XI* — погружение Большеземельской тундры; *XII* — Урал; *XIII* — Западно-Сибирское опускание; *XIV* — Тургайская впадина; *XV* — каледонские складки Норвегии; *XVI* — Келецко-Сандомирский кряж и Судеты; *XVII* — Карпаты; *XVIII* — Балканы; *XIX* — Анатолийские цепи; *XX* — складки Закавказья; *XXI* — зона Эльбурса и Копет-дага; *XXII* — Паннонский массив; *XXIII* — Валахский массив; *XXIV* — Понтида; *XXV* — Рионско-Куринская глыба; *XXVI* — Добруджа; *XXVII* — Крым; *XXVIII* — Кавказ; *XXIX* — Ставропольская глыба; *XXX* — Мангышлак; *XXXI* — Усть-Урт; *XXXII* — Большой Балхан; *XXXIII* — Прикаспийская впадина; *XXXIV* — Донецкая впадина; *XXXV* — Причерноморская впадина.

1 — сбросы Мурманского побережья; *2, 3* — сбросы беломорских берегов; *4* — сбросы Онежского озера; *5* — сбросы Ладожского озера; *6* — северная часть Окско-Цнинского вала; *7* — южная часть Окско-Цнинского вала; *8* — Алатырский вал; *9* — Сольвычегодский вал; *10* — Вятский вал; *11* — Сокское поднятие; *12* — Жегулевская дислокация; *13* — Жегулевский купол; *14* — Пугачевский сброс и Иргизская впадина; *15* — Саратовские дислокации; *16* — Доно-Медведицкий вал; *17, 18* — береговые сбросы Крыма и Кавказа; *19* — Маныческо-Сулакский разлом; *20* — дислокации берегов Волги ниже Камышина.

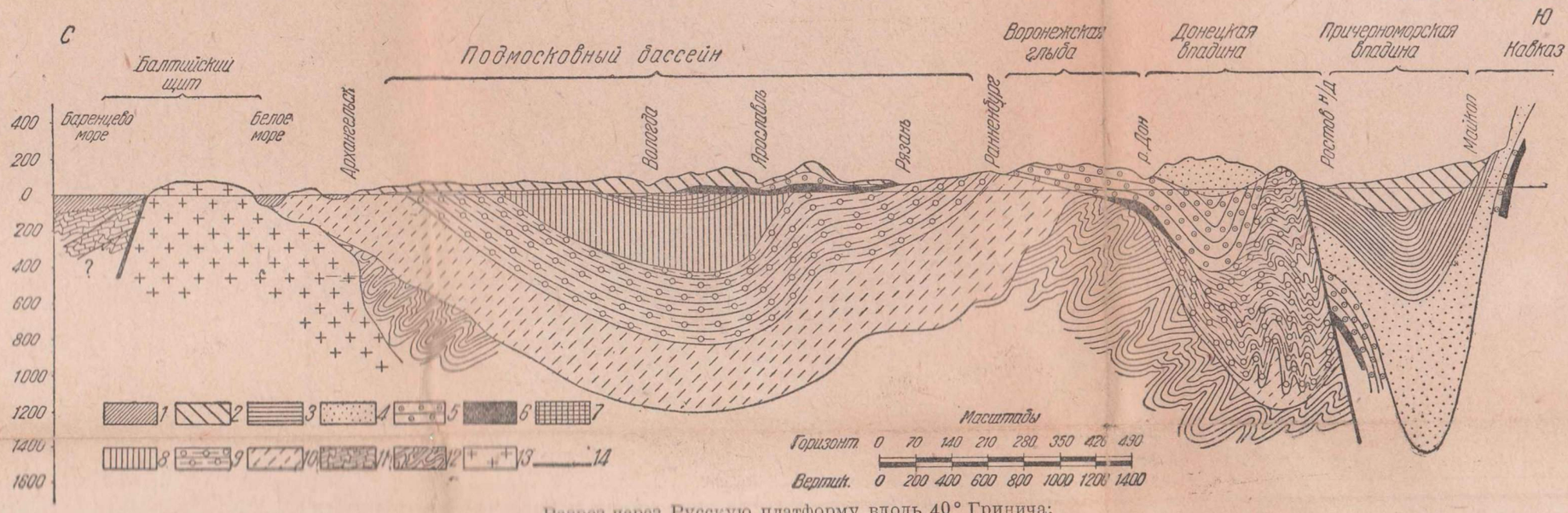
ТАБЛИЦА III



Разрез через Русскую платформу вдоль 55° с. ш.

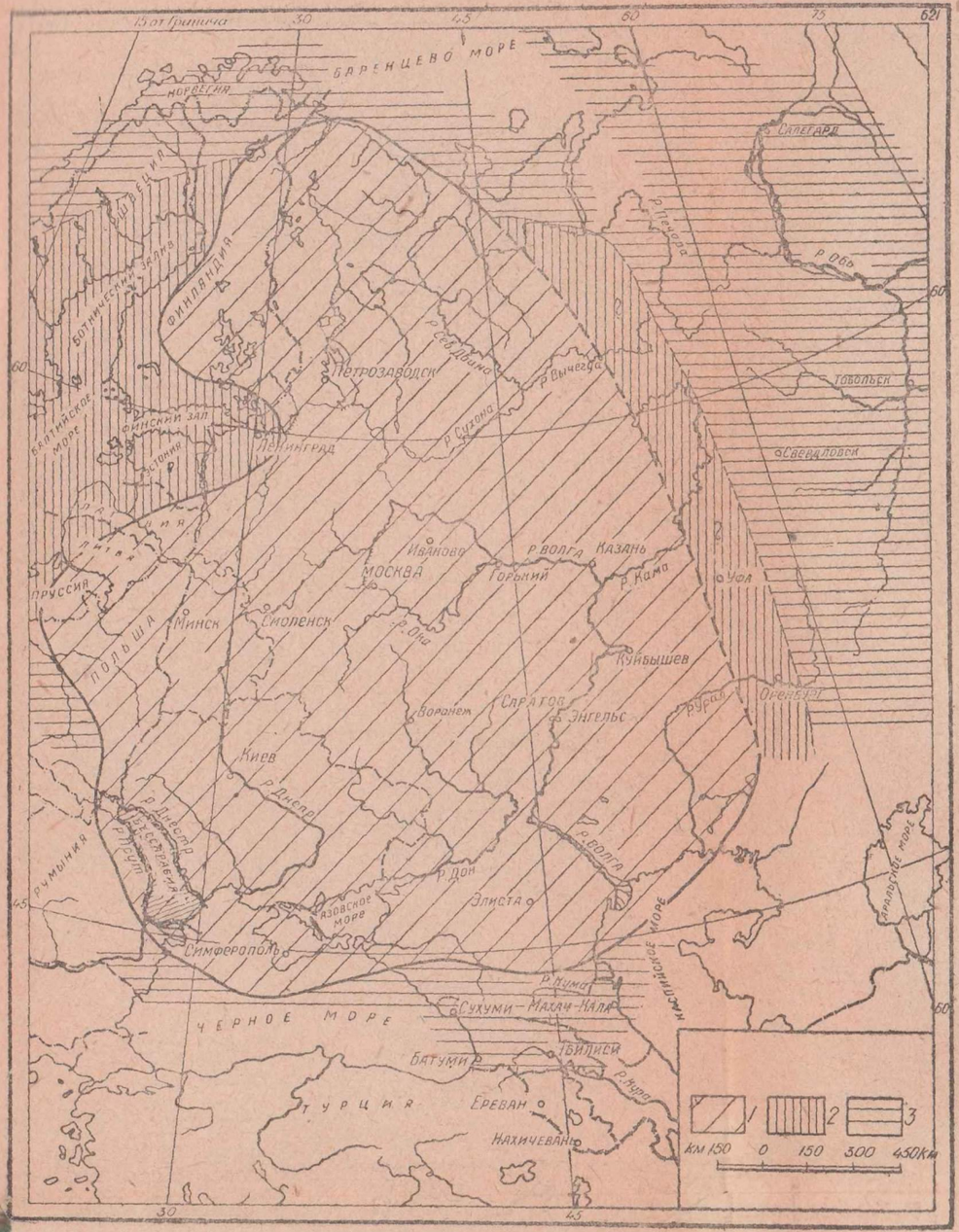
1 — четвертичные отложения; *2* — неоген; *3* — палеоген; *4* — мел; *5* — юра; *6* — пермь; *7* — карбон; *8* — девон; *9* — протерозой.

ТАБЛИЦА IV



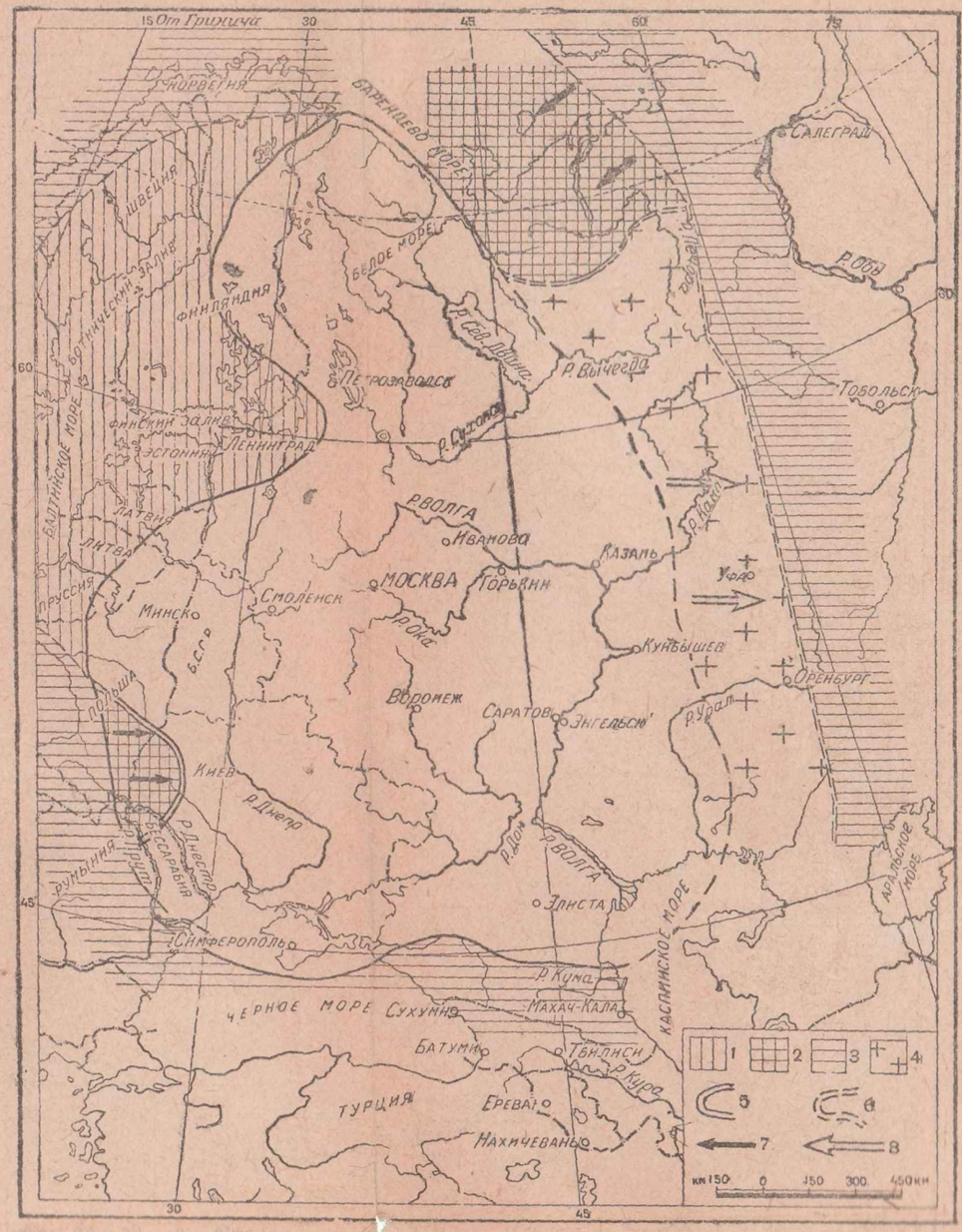
Разрез через Русскую платформу вдоль 40° Гринича:

1 — море; *2* — четвертичные отложения; *3* — неоген; *4* — палеоген; *5* — мел; *6* — юра; *7* — триас; *8* — пермь; *9* — карбон; *10* — девон; *11* — гипотетический складчатый нижний палеозой; *12* — протерозой; *13* — архей; *14* — сбросы.



Русская платформа в нижнем кембрии.

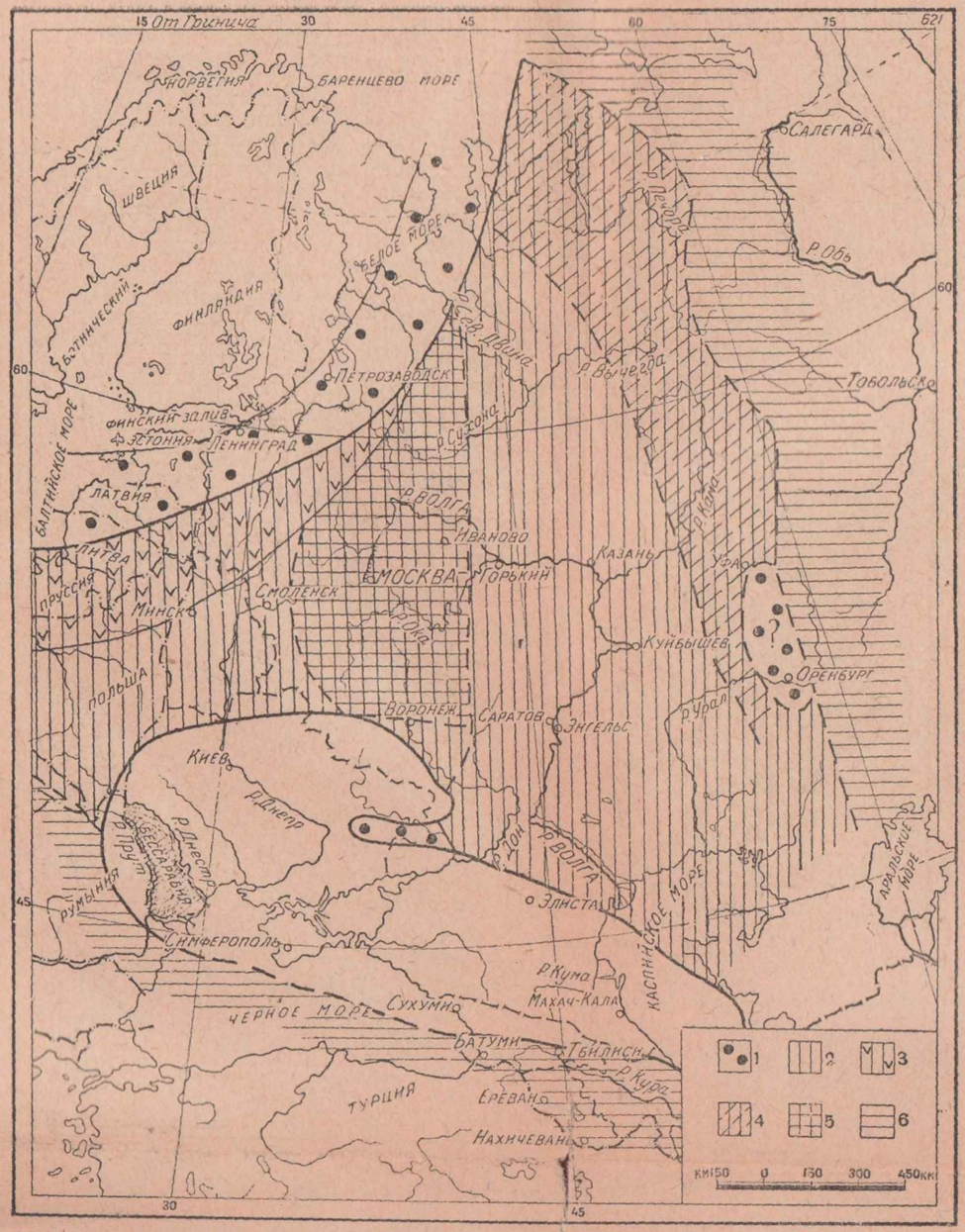
1 — суша; *2* — трансгрессия на платформе; *3* — бассейны геосинклинального типа.



Русская платформа в силуре.

1 — нижнесилурийская трансгрессия на платформе; *2* — верхнесилурийская трансгрессия на платформе; *3* — геосинклинальные бассейны силура; *4* — предполагаемая регрессия в верхнем силуре; *5* — граница распространения верхнесилурийских трансгрессий; *6* — предполагаемая граница верхнесилурийской регрессии; *7* — направление трансгрессий; *8* — направление регрессий.

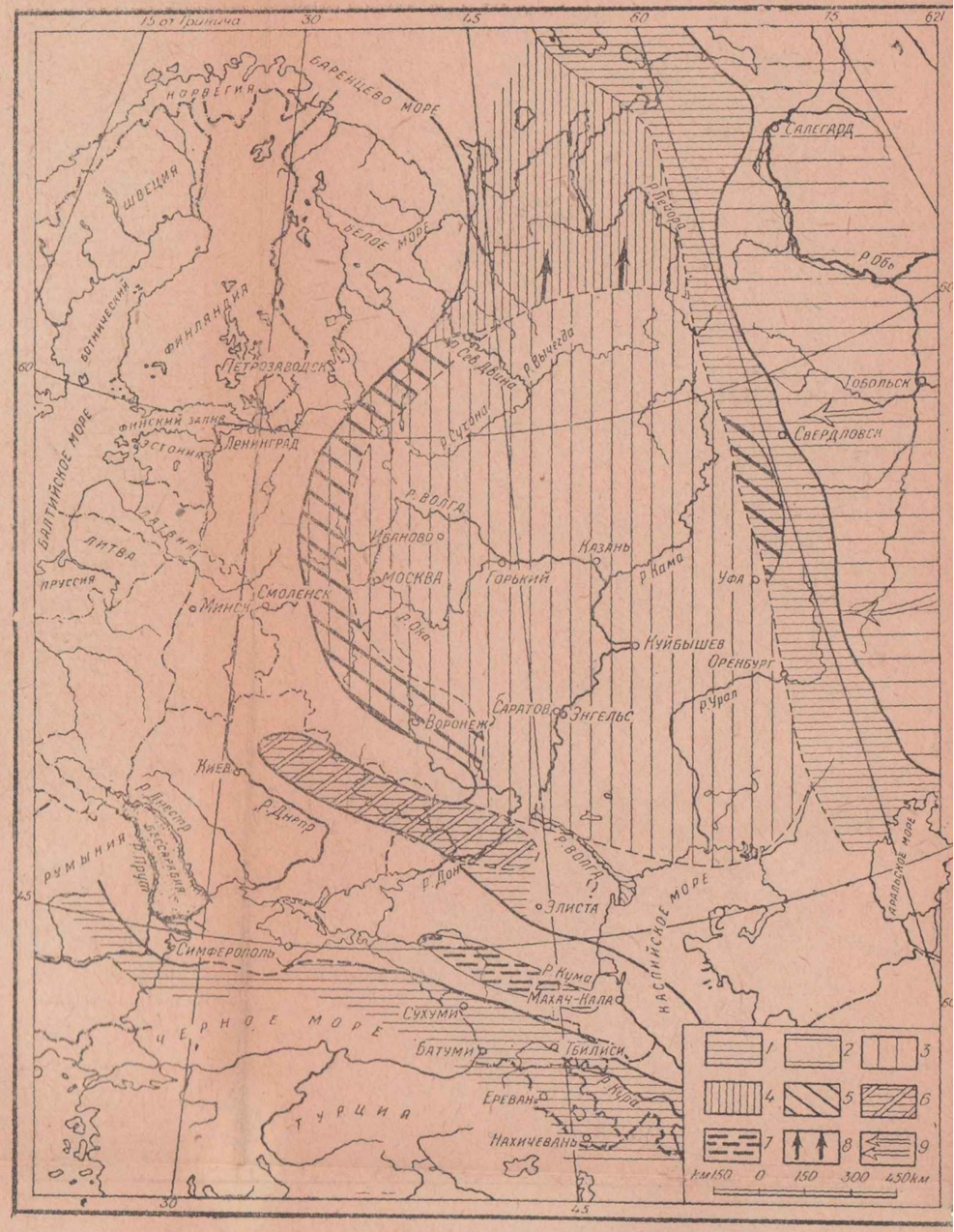
ТАБЛИЦА VII



Русская платформа в верхнем девоне.

1 — континентальные осадки; *2* — распространение моря на платформе главным образом в известняковой фации; *3* — зона колебательных движений береговых линий и доломитово-гипсовых фаций; *4* — зона развития битуминозной фации; *5* — распространение лагунных отложений в конце эпохи: *6* — геосинклинальные бассейны.

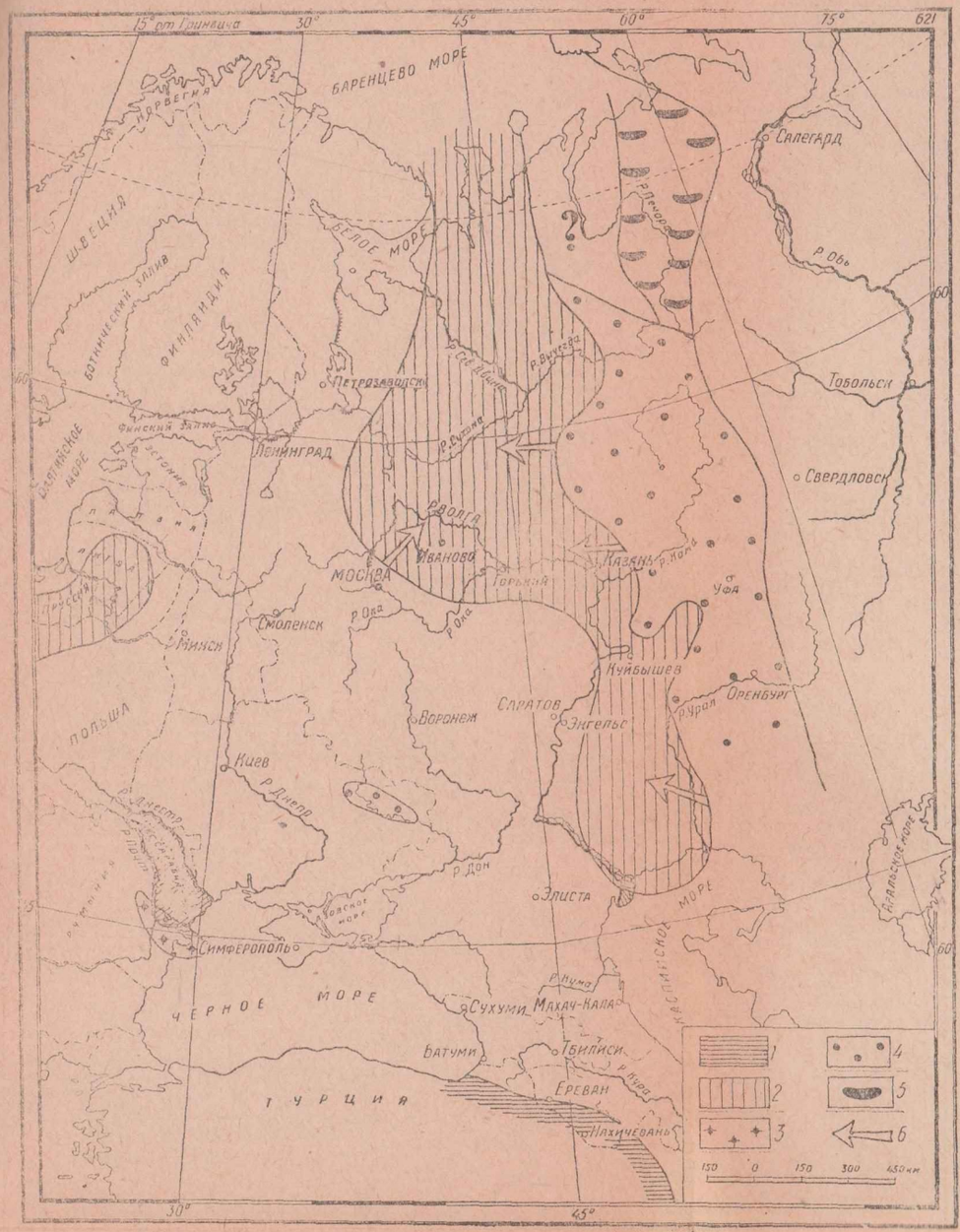
ТАБЛИЦА VIII



Русская платформа в каменноугольном периоде.

1 — геосинклинальный режим; *2* — регрессия в геосинклинали в верхнем карбоне; *3* — трансгрессия на платформе; *4* — трансгрессия на платформе в верхнем карбоне; *5* — лимническое углеобразование нижнего карбона; *6* — то же среднего; *7* — паралическое углеобразование в среднем карбоне; *8* — направление трансгрессий; *9* — направление регрессий.

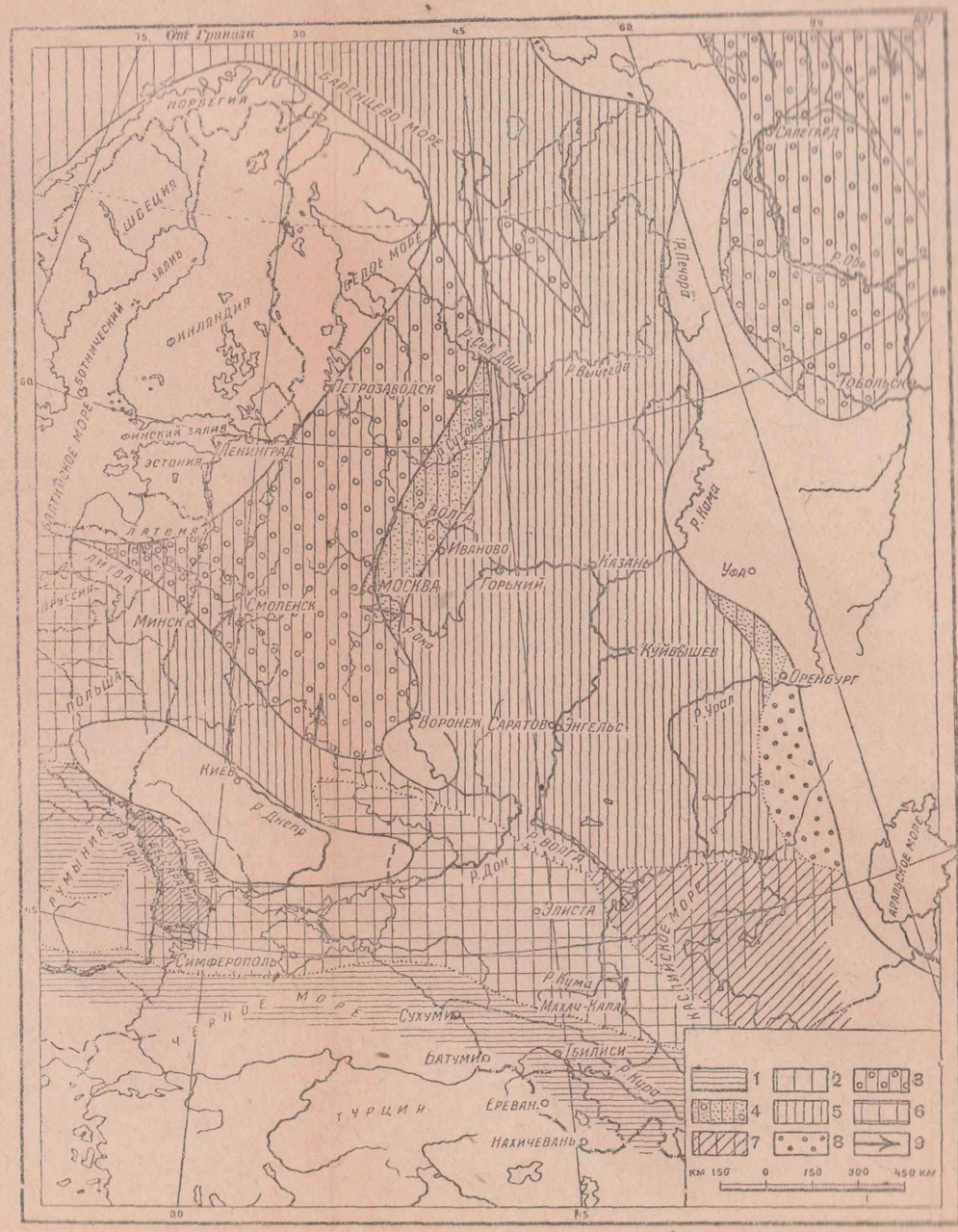
ТАБЛИЦА IX



Русская платформа в казанский век.

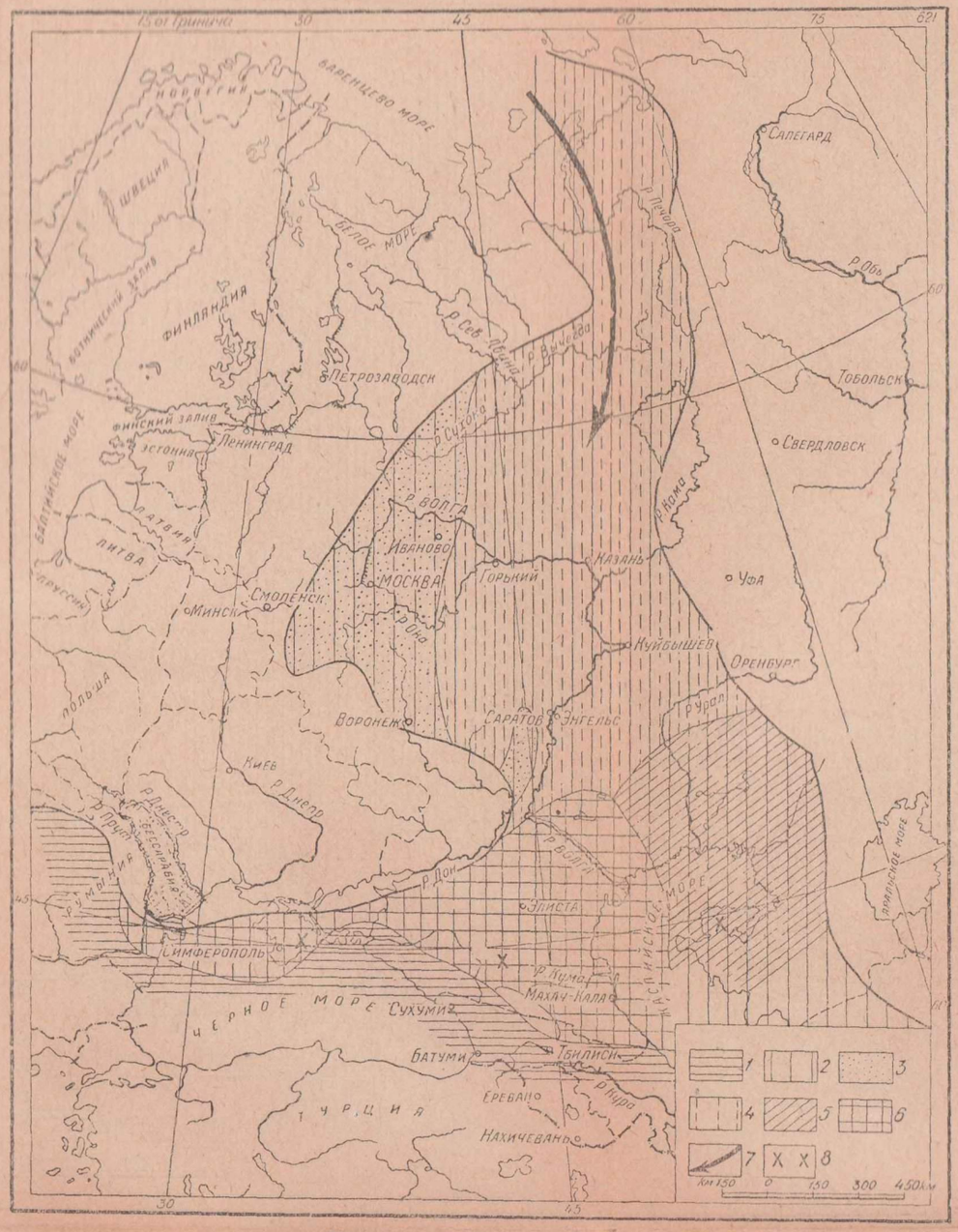
1 — геосинклинальный бассейн; *2* — трансгрессии на платформе; *3* — континентальные отложения с растениями; *4* — красноцветные континентальные отложения; *5* — угленосные континентальные отложения; *6* — направление регрессий.

ТАБЛИЦА X



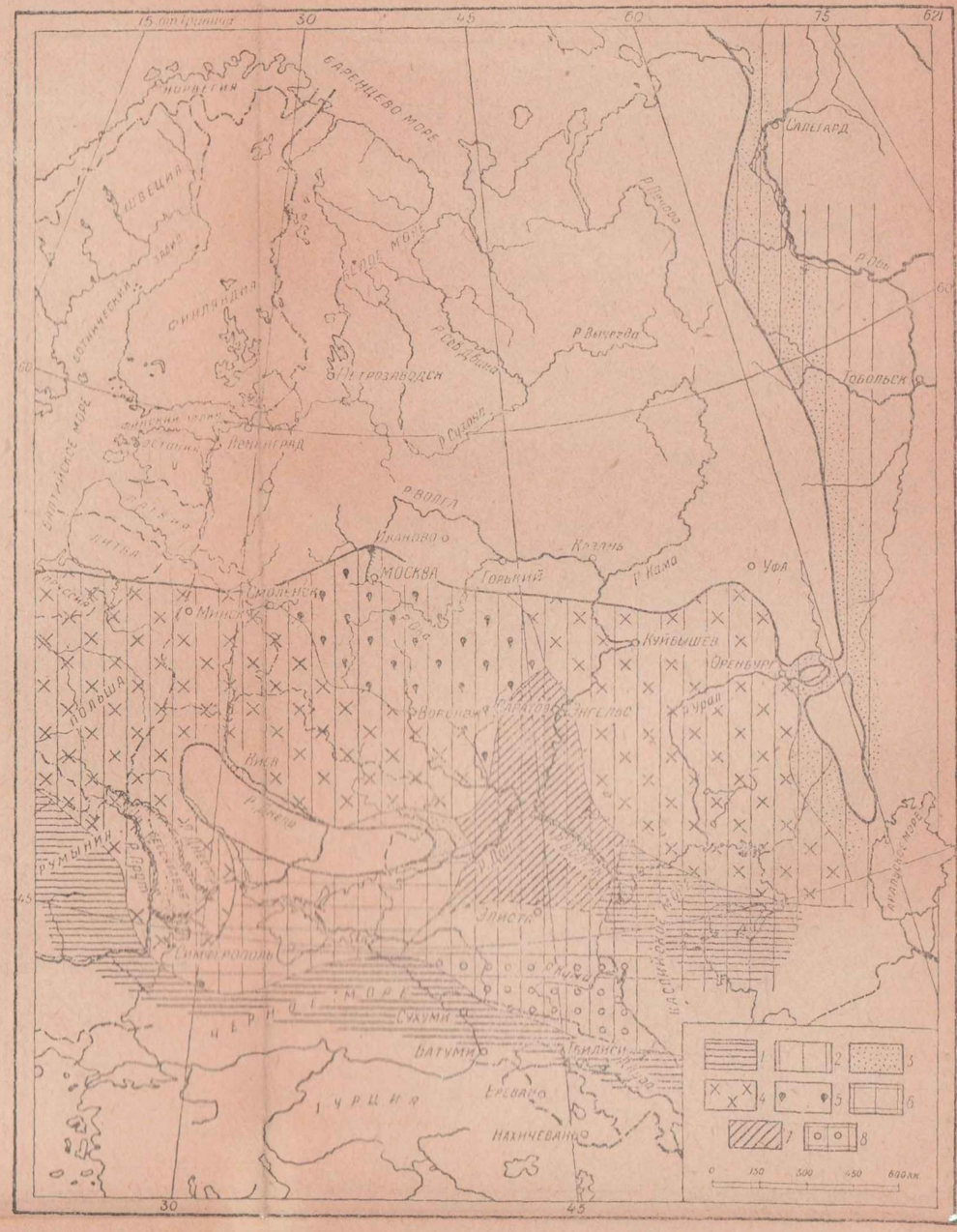
Русская платформа в келловее и оксфорде.

1 — геосинклинальные бассейны; *2* — трансгрессии на платформе; *3* — области, захваченные морем в оксфорде; *4* — песчаные фации келловея; *5* — глинистая фация келловея; *6* — известняковая фация; *7* — известняково-мергелистая фация; *8* — континентальные породы; *9* — направление трансгрессий.



Русская платформа в барреме.

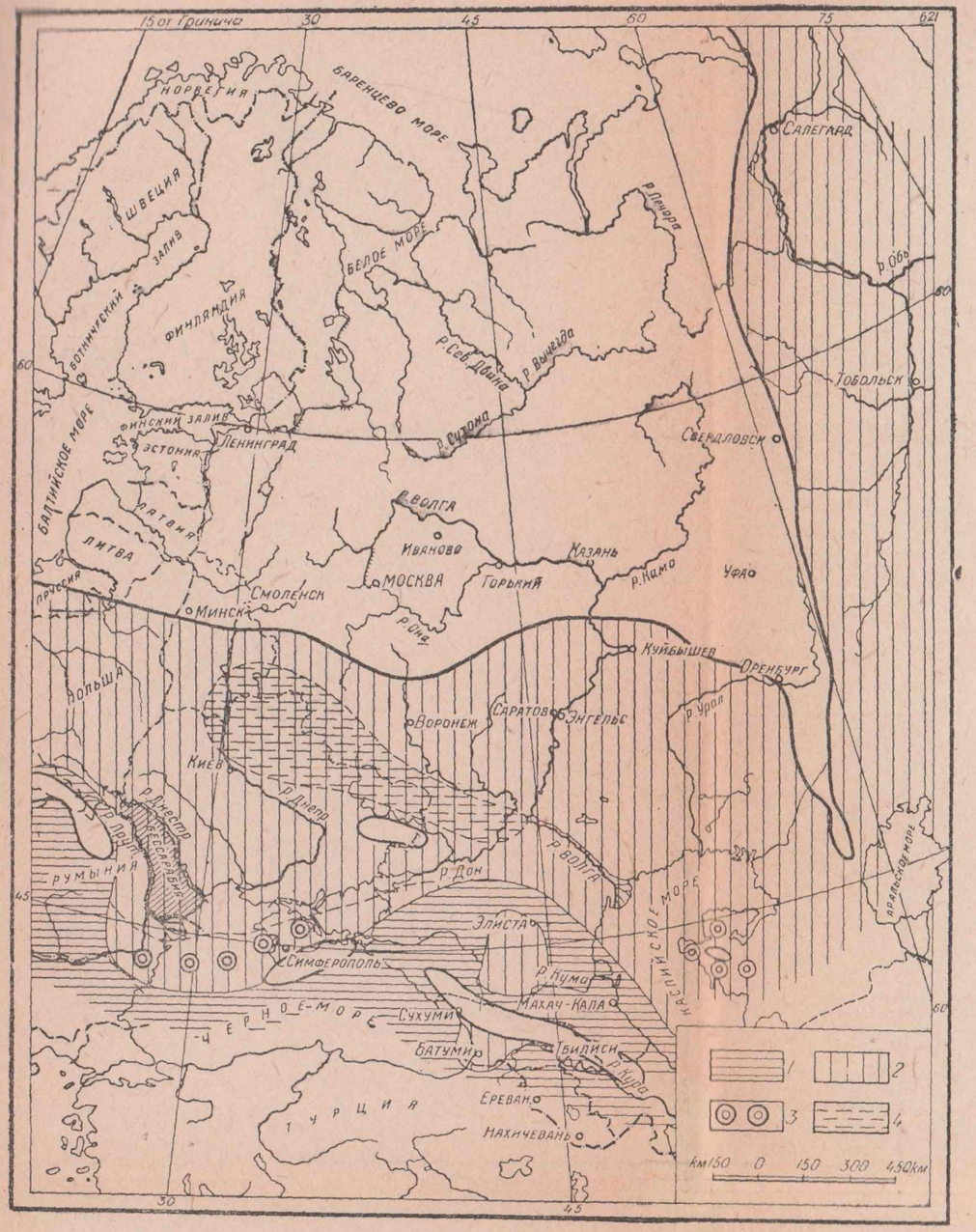
1 — геосинклинальные бассейны; *2* — трансгрессии на платформах; *3* — песчаная фация; *4* — глинистая фация; *5* — глинисто-песчано-мергелистая фация; *6* — песчано-мергелистая фация с фауной альпийского типа; *7* — направление миграции бореальной фауны; *8* — пункты появления бореальной фауны среди альпийской.



Русская платформа в маастрихте.

1 — геосинклинальные бассейны; *2* — трансгрессии на платформах; *3* — песчано-глинистая фация; *4* — фации белого мела; *5* — глауконитово-песчаная фация; *6* — мергелистая фация; *7* — опоково-глинистая фация; *8* — известняковая фация.

ТАБЛИЦА XIII



Русская платформа в эоцене.

1 — бассейны геосинклинального типа; *2* — трансгрессия на платформах; *3* — область распространения нуммулитовых известняков; *4* — область распространения киевских глин.

ТАБЛИЦА XIV

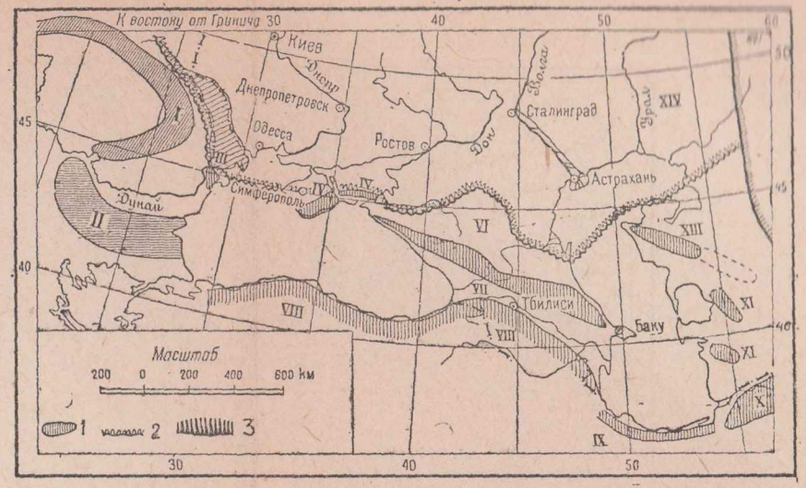


Схема расположения тектонических элементов альпийской зоны.

1 — тектонические элементы Альпийской зоны; *2* — южная граница Русской платформы; *3* — западная граница Урало-Тянь-шаньского сооружения. *I* — Карпаты; *II* — Балканы; *III* — Добруджа; *IV* — Крым; *V* —Керченские и Таманские складки; *VI* — Кавказ; *VII* — Рионско-Куринская глыба; *VIII* — анатолийские и армянские складки; *IX* — Эльбрус *X* — Копет-даг; *XI* — Большой Балхан; *XII* — Туар-кыр; *XIII* — Мангышлак; *XIV* — Эмбенский бассейн.

ТАБЛИЦА XV

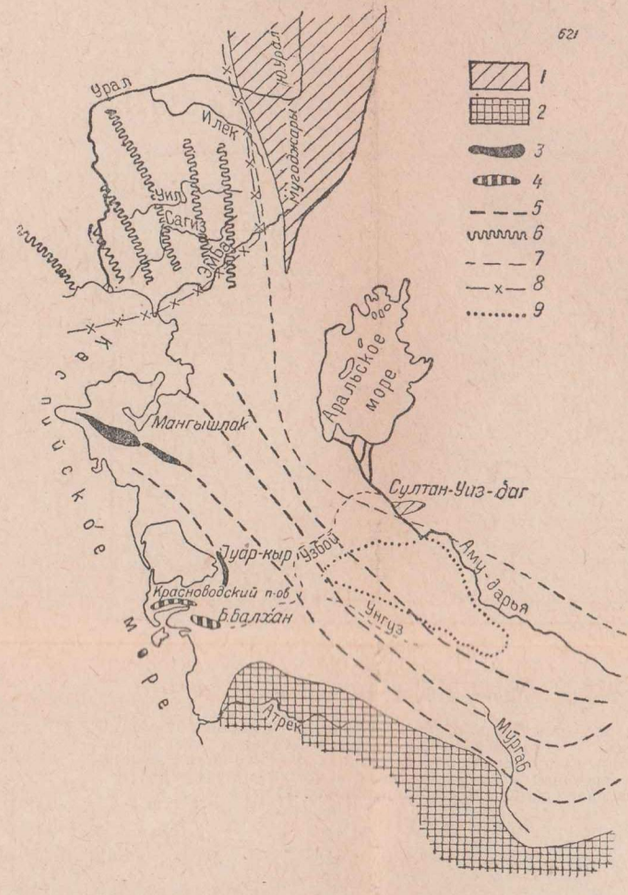
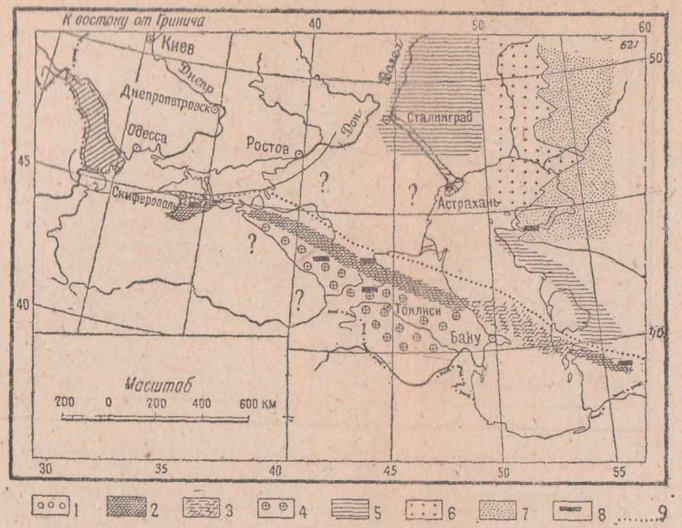


Схема тектоники Закаспия.

1 — палеозойские складки Урало-Тянь-шаньского сооружения. выходящие на поверхность; *2* — альпийские складки Копет-дага; *3* — киммерийские складки Мангышлака и Туар-кыра; *4* — андийские складки Большого Балхана; *5* — предполагаемое продолжение киммерийских складок под горизонтальным покровом кайнозоя; *6* — основные простирания Эмбенского бассейна; *7* — западное ограничение Урало-Тянь-шаньского сооружения; *8* — примерные очертания Русской платформы; *9* — Заунгузское плато.

ТАБЛИЦА XVI

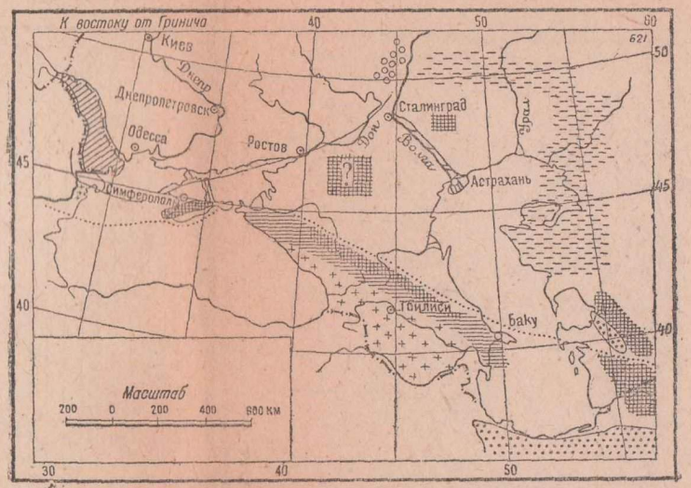


1 2 3 4 5 6 7 8 9

Фациальное развитие доггера в Альпийской зоне.

1 — конгломератовая фация; *2* — фация глинистых сланцев; *3* — предполагаемое распространение этой фации; *4* — вулканогенная фация; *5* — песчано-глинистая фация платформы; *6* — прибрежные отложения; *7* — континентальные породы; *8* — угленосная фация; *9* — северная граница геосинклинальных структур.

ТАБЛИЦА XVII



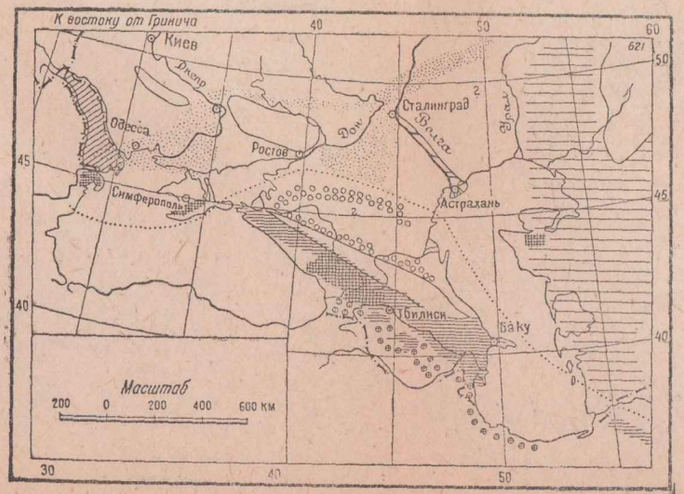
1 2 3 4 5 6 7

Фации нижнего мела в Альпийской зоне

1 — известняково-песчанистая фация со средиземноморской фауной; *2* — зона флиша; *3* — известняково-рифовая фация (ургонская); *4* — глинистая фация платформы; *5* — фация железистых песчаников и конгломератов; *6* — континентальные красные песчаники и конгломераты; *7* — северная граница геосинклинальных структур.

Библиотека Геол. ин-та Арм. фил. АН СССР

ТАБЛИЦА XVIII

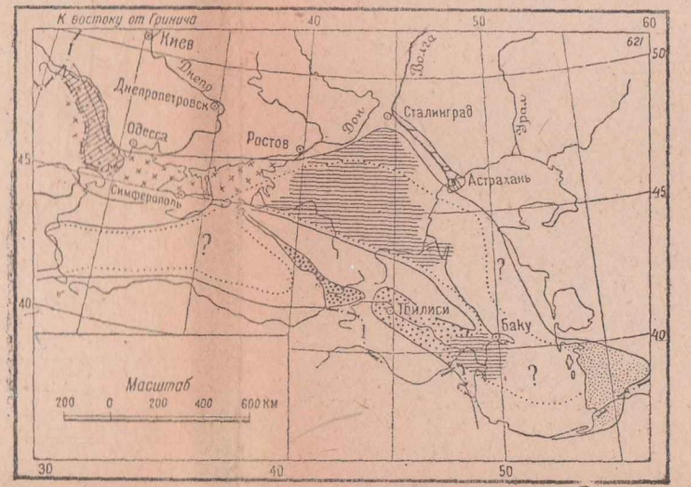


1 2 3 4 5 6 7

Фации эоцена в Альпийской зоне

1 — известняки, главным образом нуммулитовые; *2* — фация фораминиферовых мергелей; *3* — флиш и сходные с ним фациальные комплексы; *4* — лавовые покровы и вулканогенные фации; *5* — глинистая фация платформы; *6* — песчаная и песчано-глинистая фация платформы; *7* — северная граница геосинклинальных структур.

ТАБЛИЦА XIX



1 2 3 4 5

Фации чокракского бассейна

1 — крымско-украинская фация мелководных органогенных образований; *2* — глинистая фация с аномальным газовым режимом; *3* — мелководные и прибрежные фации Рионской плиты; *4* — прибрежные фации Закаспия; *5* — контуры геосинклинальной структуры.

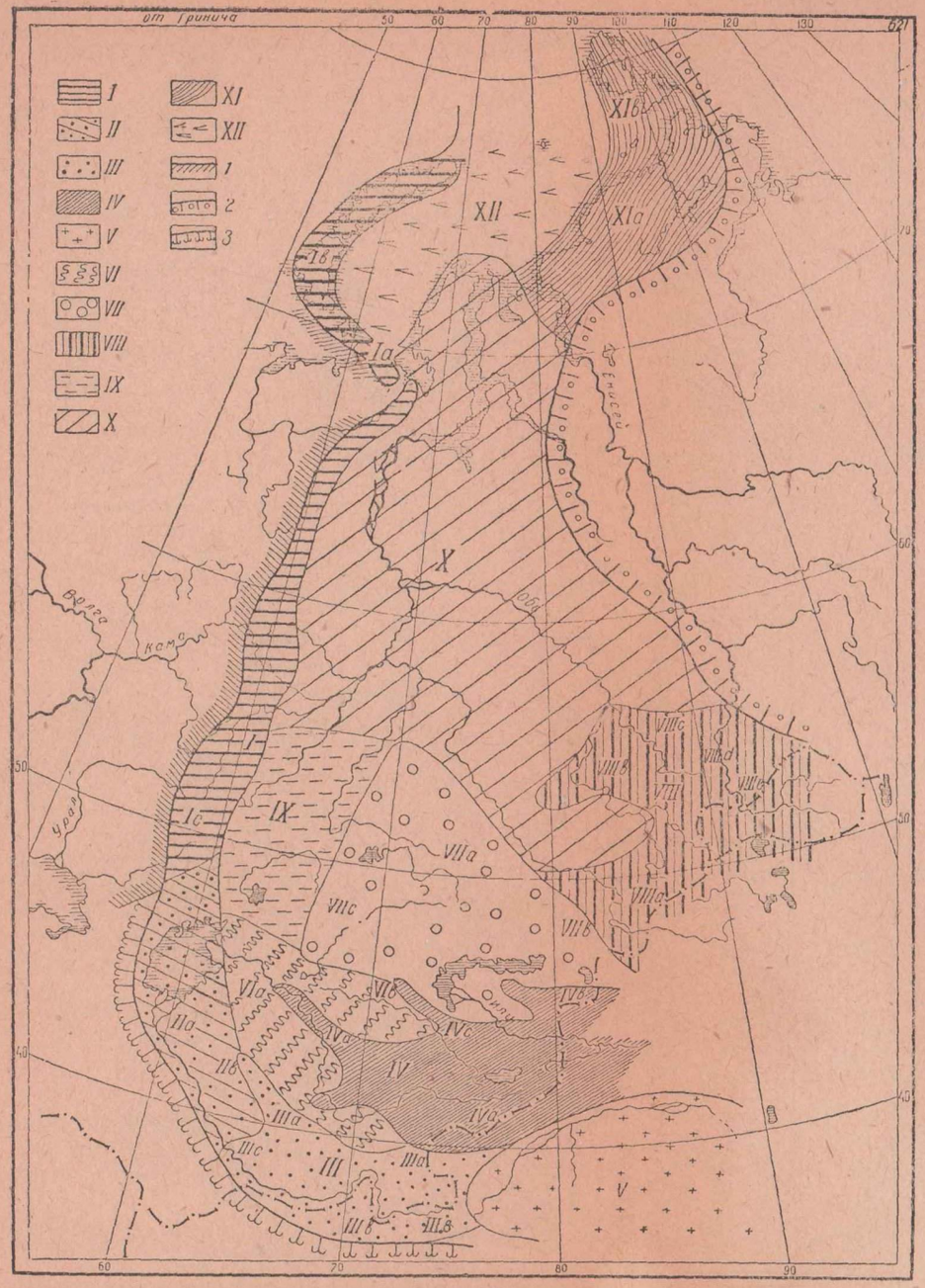
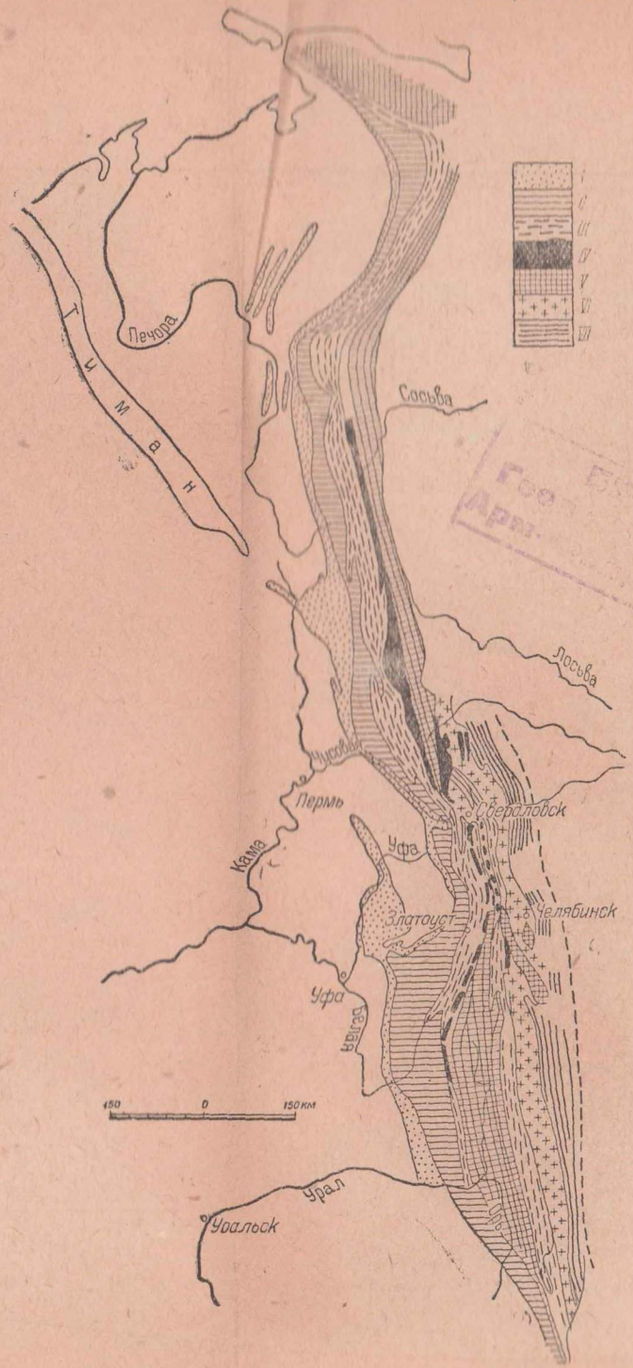


Схема распределения тектонических элементов Урало-Тянь-шаньского складчатого сооружения.

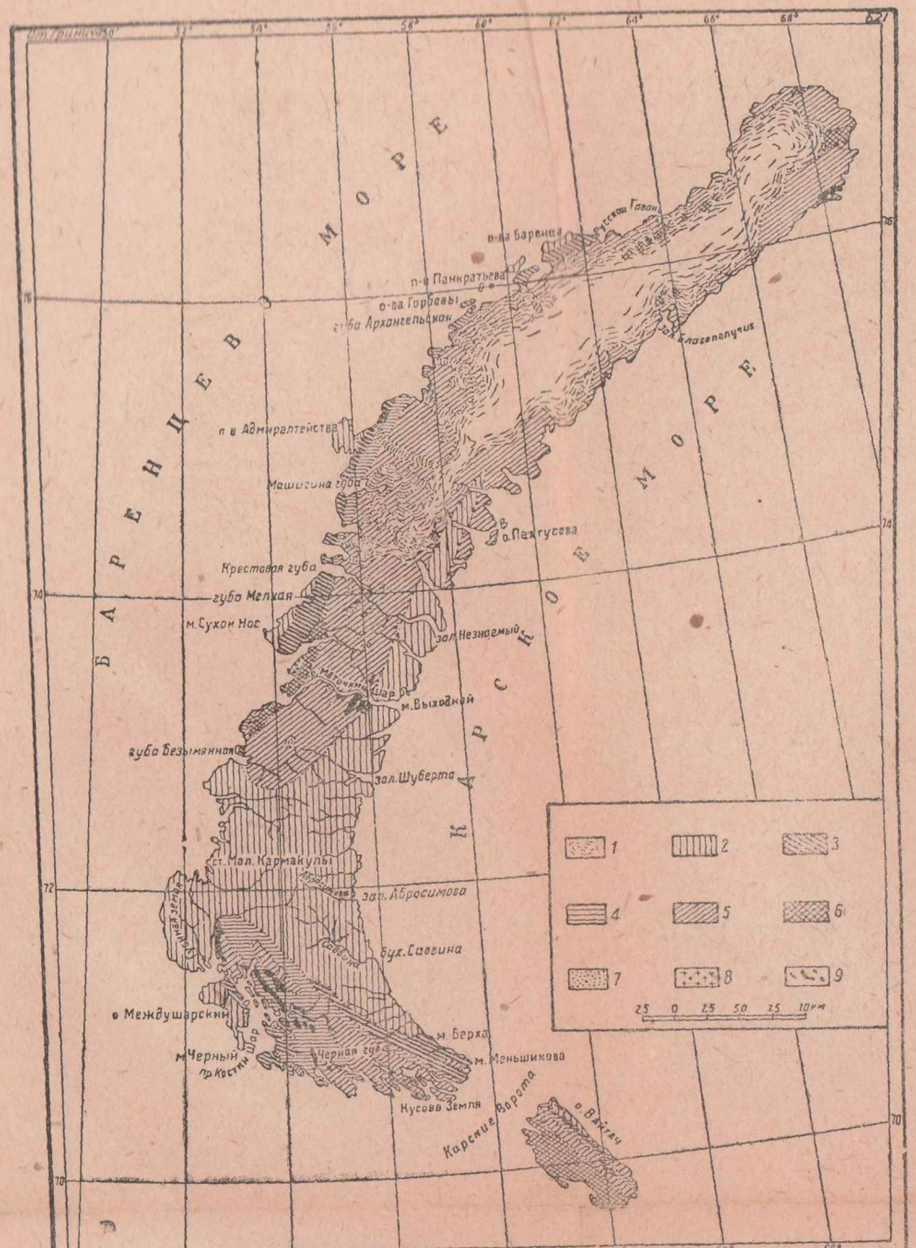
1 — Урал; *Ia* — Пай-хой; *Ib* — Новая Земля; *Ic* — Мугоджары. *II* — раздробленные и перекрытые мозозоем и кайнозоем остатки складчатой дуги, соединявшей Урал с Памиро-Алаем; *IIa* — Султан-Уиз-даг; *IIb* — Букан-тау; *III* — Памиро-Алай; *IIIa* — Алай; *IIIb* — Памир; *IIIc* — Гиссар; *IV* — Тянь-шань; *IVa* — Кокшал-тау; *IVb* — Джунгарский Алатау; *IVc* — Чу-Илийские складки; *IVd* — Таласский Алатау; *IVe* — Кара-тау; *V* — массив Серындии; *VI* — впадины: Муюн-кумов (*VIb*) и Кызыл-кумов (*VIa*); *VII* — складчатая страна восточного Казахстана; *VIIa* — складки центрального Казахстана; *VIIb* — Саур и Тарбагатай; *VIIc* — Улутау; *VIII* — Кузнецко-Алтайская горная страна; *VIIIa* — Алтай; *VIIIb* — Салаир; *VIIIc* — Кузнецкий бассейн; *VIIId* — Кузнецкий Алатау; *VIIIe* — Минусинская котловина; *VIIIf* — Западный Саян; *IX* — Тургайская впадина; *X* — Западно-Сибирское опускание; *XI* — Таймырская складчатая дуга; *XIa* — Таймыр; *XIb* — Северная Земля; *XII* — опускание Карского моря; *1* — граница Русской платформы; *2* — граница Сибирской платформы; *3* — граница Альпийской зоны.



Зональное расчленение Урала (по Бубнову)

I — зона каменноугольных отложений западного склона; *II* — девонская зона западного склона; *III* — зона метаморфических сланцев; *IV* — зона основных интрузий; *V* — зона основных эффузивных пород и вулканогенных образований палеозоя; *VI* — зона гранитных интрузий; *VII* — зона сжатых складок и изверженных пород.

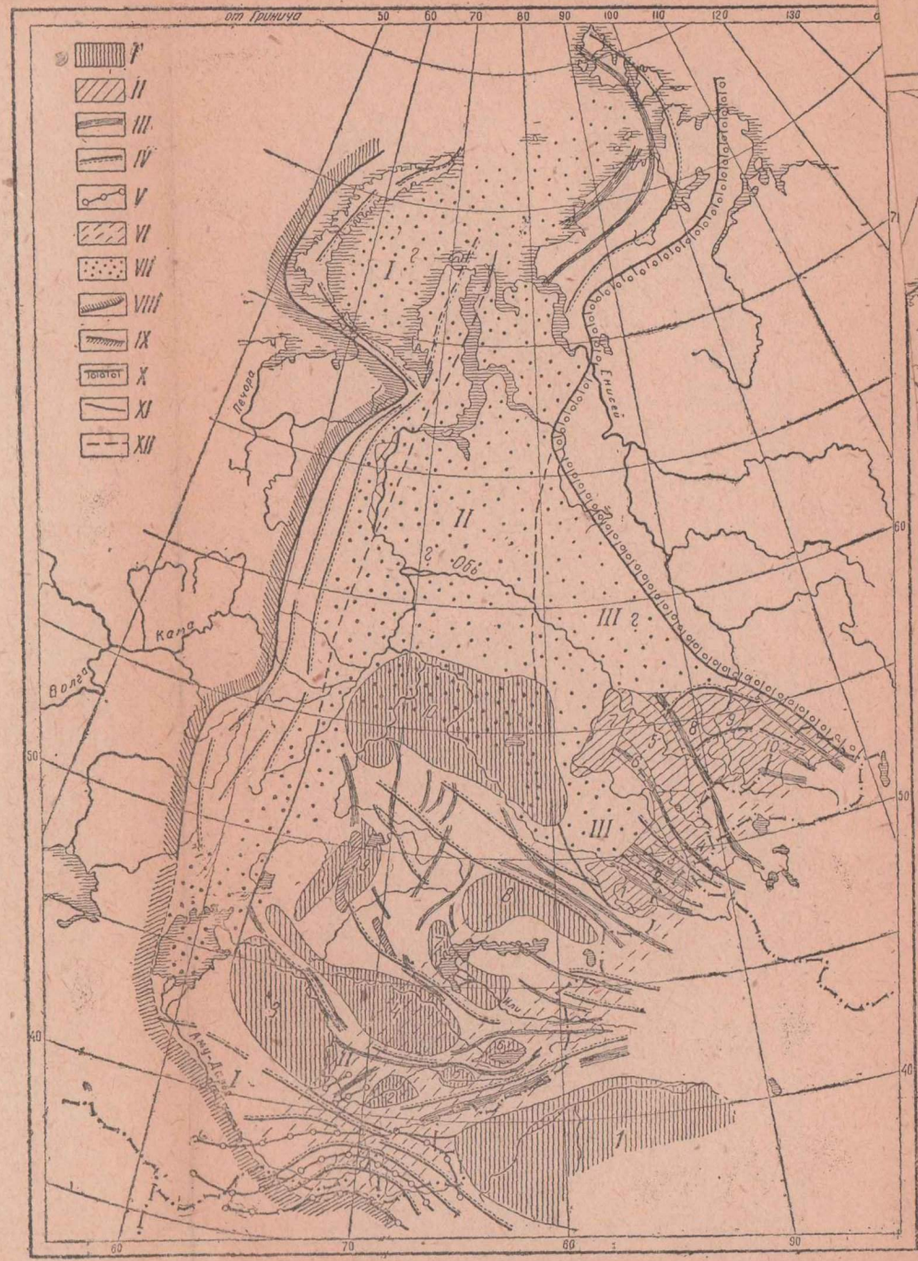
ТАБЛИЦА XXII



Геологическая карта Новой Земли (по данным Арктического института).

1—современный ледник; 2—пермь; 3—карбон; 4—девон; 5—силур верхний; 6—силур нижний; 7—кембрий; 8—граниты; 9—диабазы.

ТАБЛИЦА XXI



Тектоническая схема Урало-Тянь-шаньского сооружения.

Знаки легенды:

I — Древние массивы:

1 — Сериндия; *2* — Ферганский; *3* — Кызыл-кумский; *4* — Муюн-кумский; *5* — Нарынский; *6* — Иссык-кульский; *7* — Чу-Илийский. *8* — Прибалхашский; *9* — Улутауский *10* — Кокчетавско-Иртышский.

II — Сопряженные глыбы и грабен-геосинклинали

1 — Зайсанская; *2* — Рудно-Алтайская; *3* — Горно-Алтайская; *4* — комплекс Горной Шории; *5* — Кузнецкая; *6* — Салаирская; *7* — Обская; *8* — Кузнецко-Алатауская; *9* — Минусинско-Ачинская; *10* — Западно-Саянская;

III — основные каледонские простирания; *IV* — основные герцинские простирания; *V* — тихоокеанские складки; *VI* — область, затронутая альпийскими внутренними движениями; *VII* — область крупных мезо-кайнозойских опусканий; *VIII* — край Русской платформы; *IX* — край Альпийской зоны; *X* — край Сибирской платформы; *XI* — границы тектонических зон; *XII* — их предполагаемое направление.

Цифры на карте:

I — Уральско-Алайская зона; *II* — Тянь-шаньская; *III* — Алтайская.

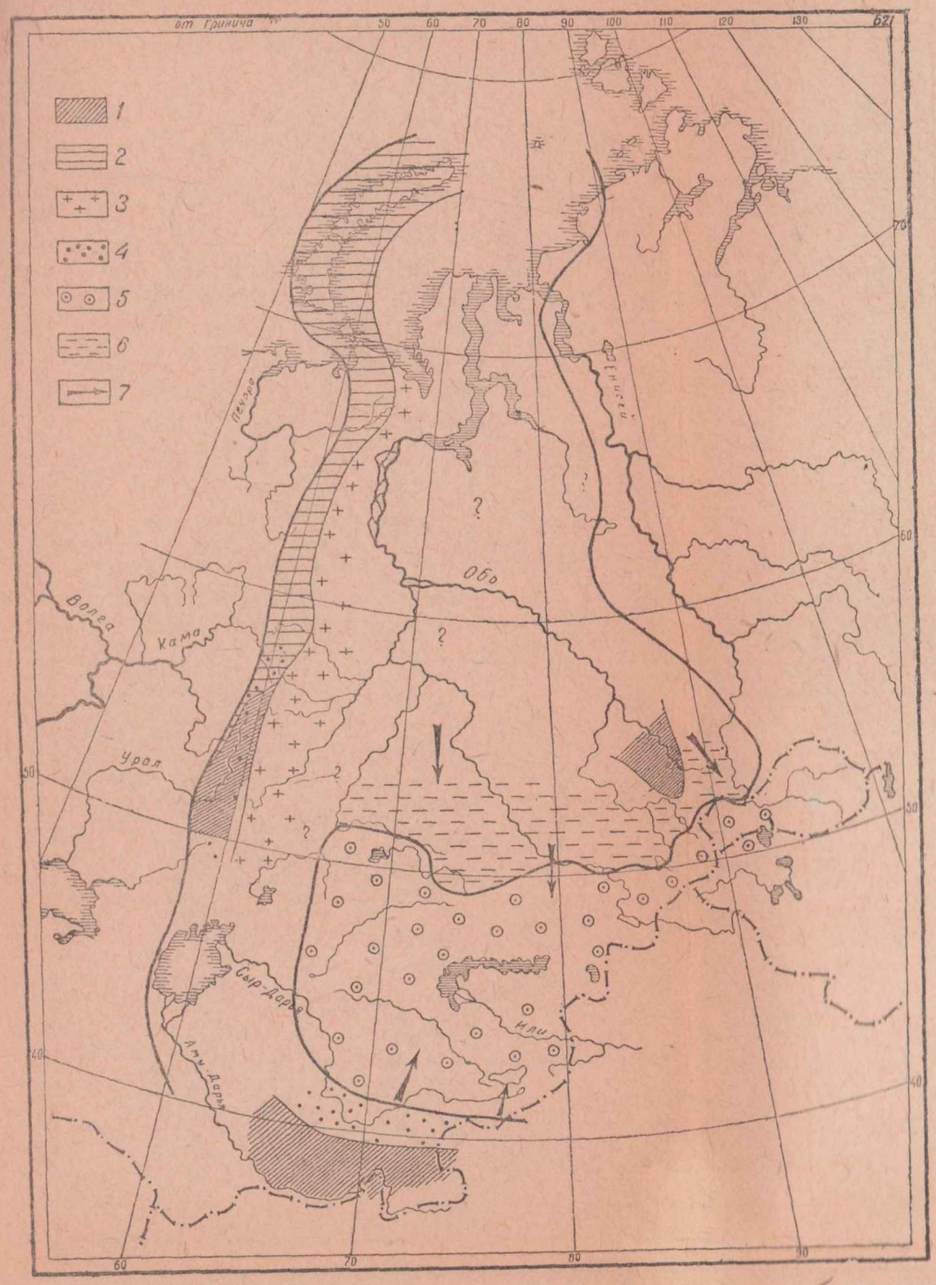


Схема распространения фаций Урало-Тянь-шаньской геосинклинали в нижнем девоне.

1 — герцинская фация; *2* — морские фации Северного Урала; *3* — вулканогенные морские фации; *4* — неритовые фации; *5* — красноцветные и вулканогенные континентальные фации; *6* — области, залитые морем в конце нижнего девона и в среднем девоне; *7* — направление трансгрессий.

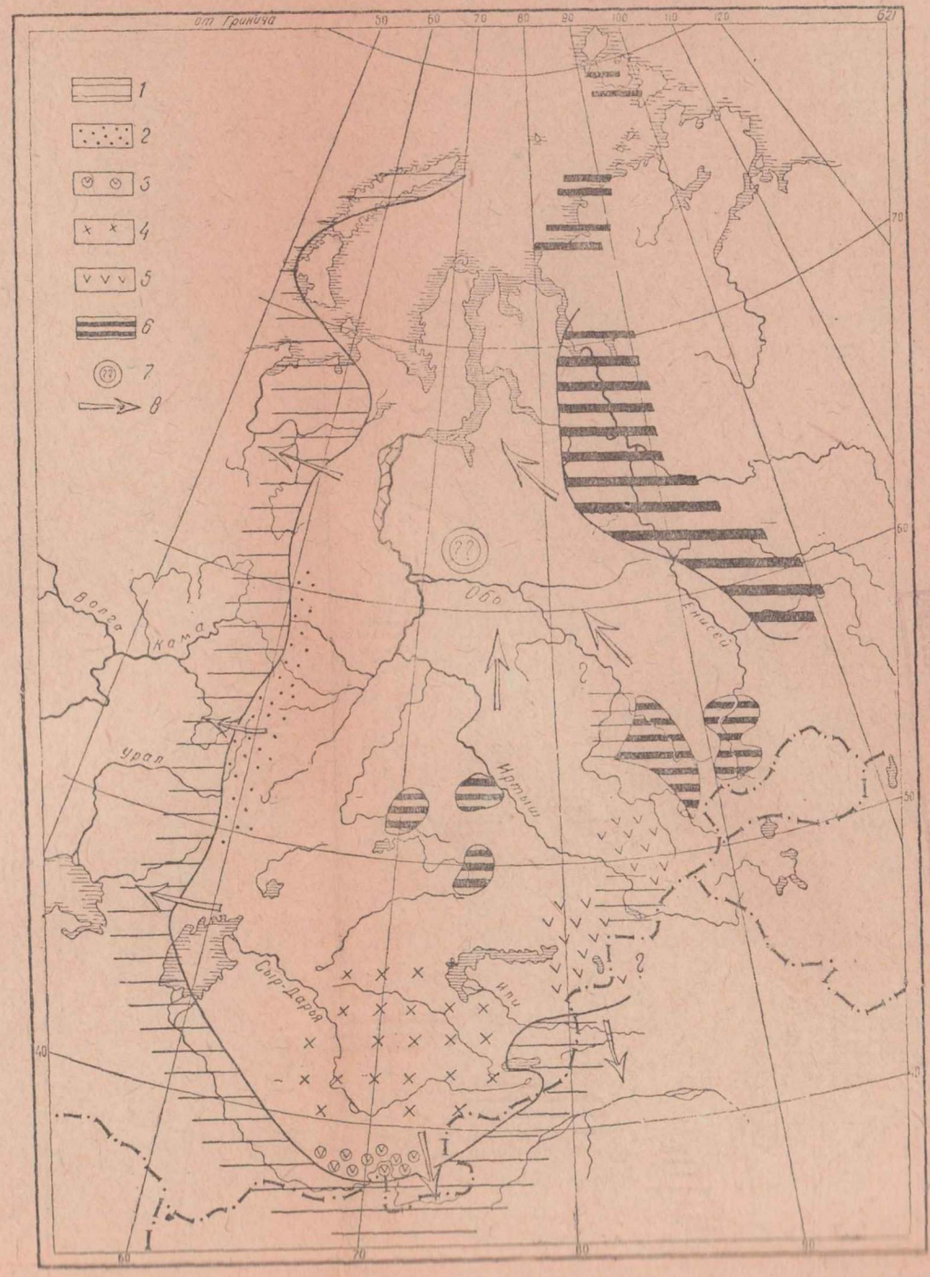
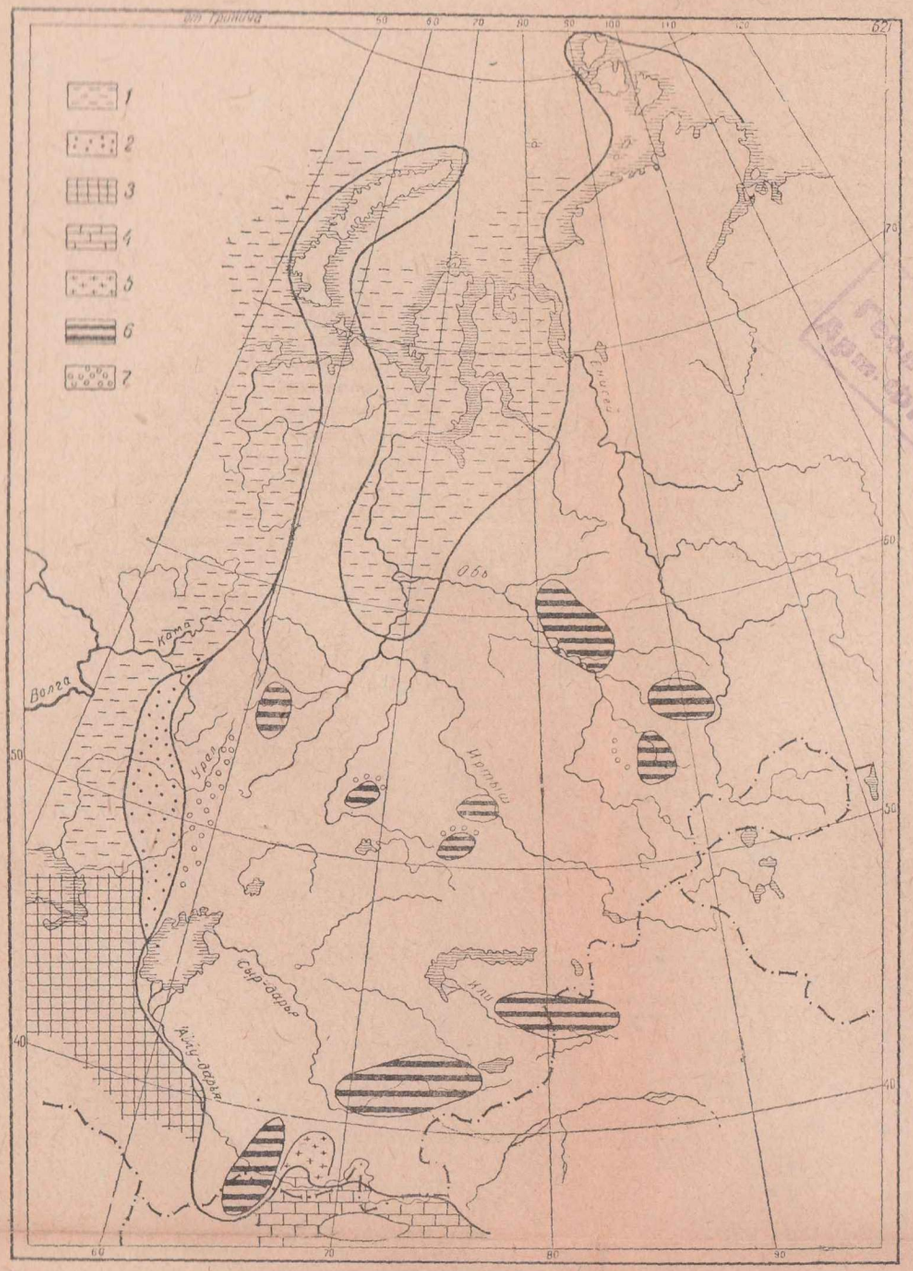


Схема распространения фаций Урало-Тянь-шаньской геосинклинали в верхнем палеозое.

1 — морские отложения; *2* — неритовые и лагунные образования; *3* — конгломератово-вулканогенная фация; *4* — континентальные озерные образования; *5* — вулканогенные накопления; *6* — угленосные бассейны; *7* — предполагаемая область морского покрытия в течение всего палеозоя; *8* — направление регрессий.



Фации мальма Урало-Тянь-шаньского сооружения (схема).

1 — песчано-глинистые фации; *2* — песчаные отложения; *3* — известняково-мергелистые отложения; *4* — распространение памирских известняков; *5* — лагунные галогенные образования; *6* — угленосные бассейны; *7* — бокситы.

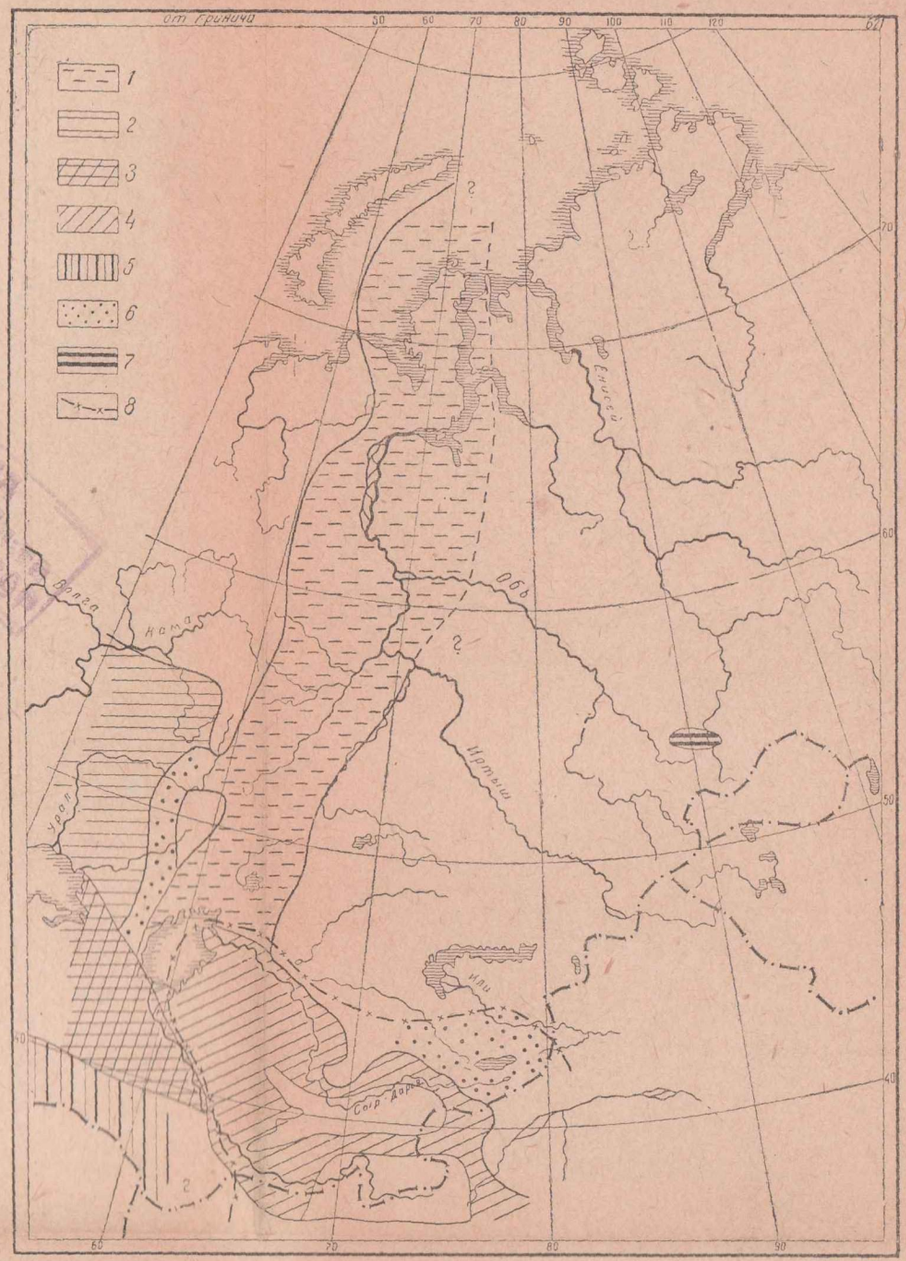
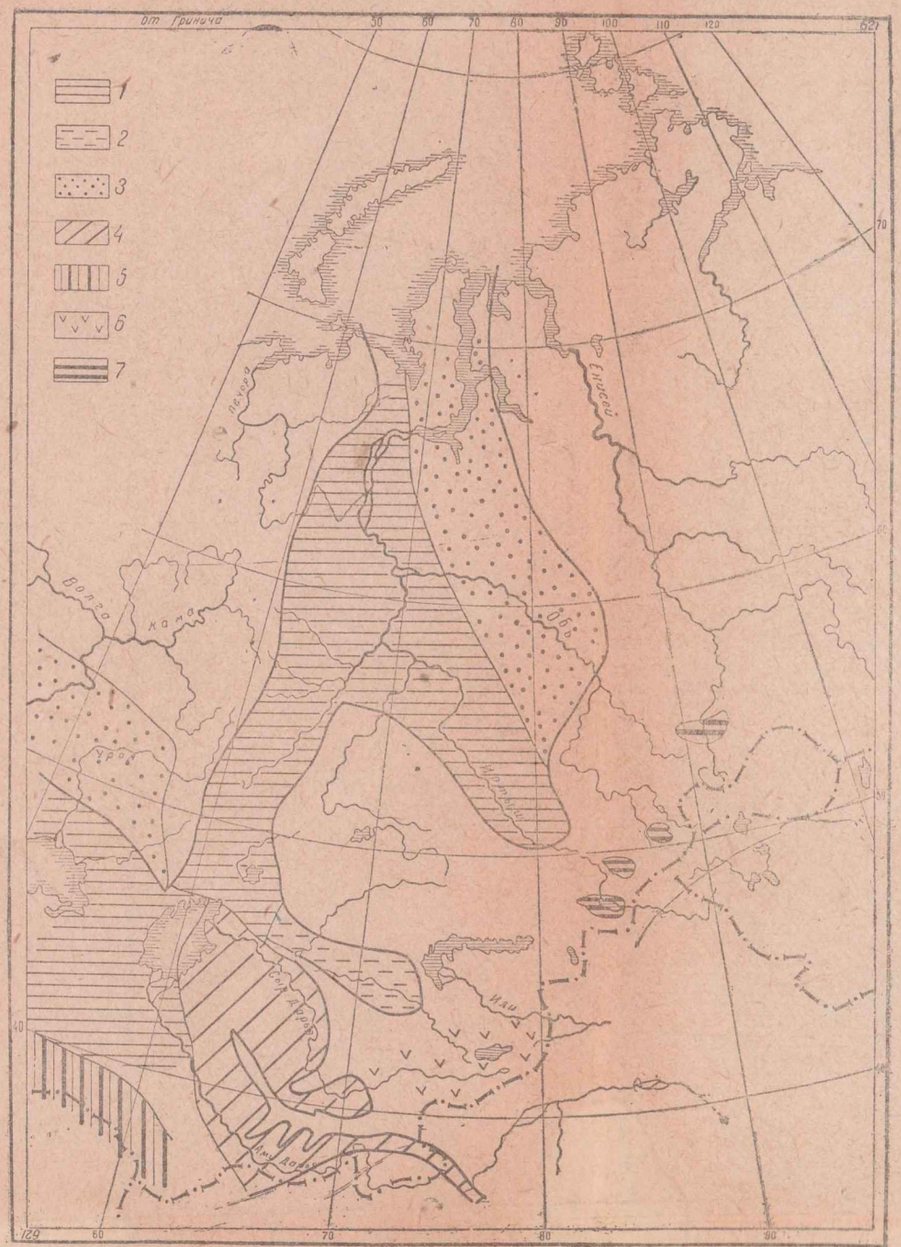


Схема фациального развития Урало-Тянь-шаньского сооружения в маастрихте.

1 — песчано-глинистые отложения; *2* — фации белого мела; *3* — известняково-мергелистые отложения; *4* — песчано-глинисто-гипсовые фации; *5* — флиш геосинклинальной зоны; *6* — красные континентальные песчаники; *7* — угленосные отложения; *8* — северная граница распространения красноцветных отложений нижнего мела.

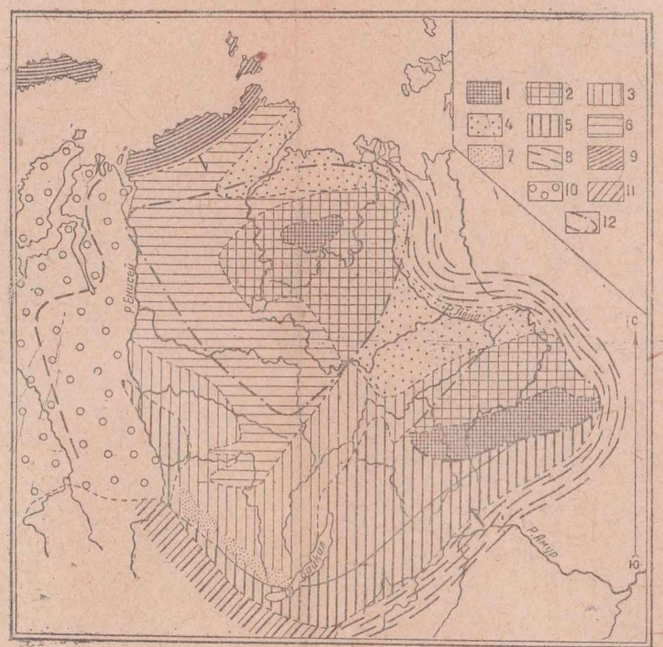
ТАБЛИЦА XXVIII



Палеогеография Урало-Тянь-шаньского сооружения в эоцене.

1 — глинистая фация; *2* — песчано- глинистые отложения; *3* — песчаная фация; *4* — глинисто-мергелистая фация с устричными банками; *5*—геосинклинальные песчано-глинистые отложения; *6* — соленосные образования; *7* — фация пресных озер с углеобразованием.

ТАБЛИЦА XXX



Тектоническая схема Сибирской платформы (по Шатскому).

1 — гнейсовые массивы глыб Северно-Сибирской и Алданской; *2* — древнепалеозойские поля этих глыб; *3* — Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле; *4* — Ленско-Вилюйская и Хатангская впадины; *5* — Байкальская складчатая зона; *6* — Тунгусская впадина; *7* — Иркутский и Канско-Енисейский мезозойские бассейны; *8*— Альпийская окраинная складчатость; *9* — Герцинская складчатая зона; *10* — Западно-Сибирская низменность; *11* — каледонская складчатость Верхнего Саяна: *12* — примерные границы Северно-Сибирской и Алданской глыб.

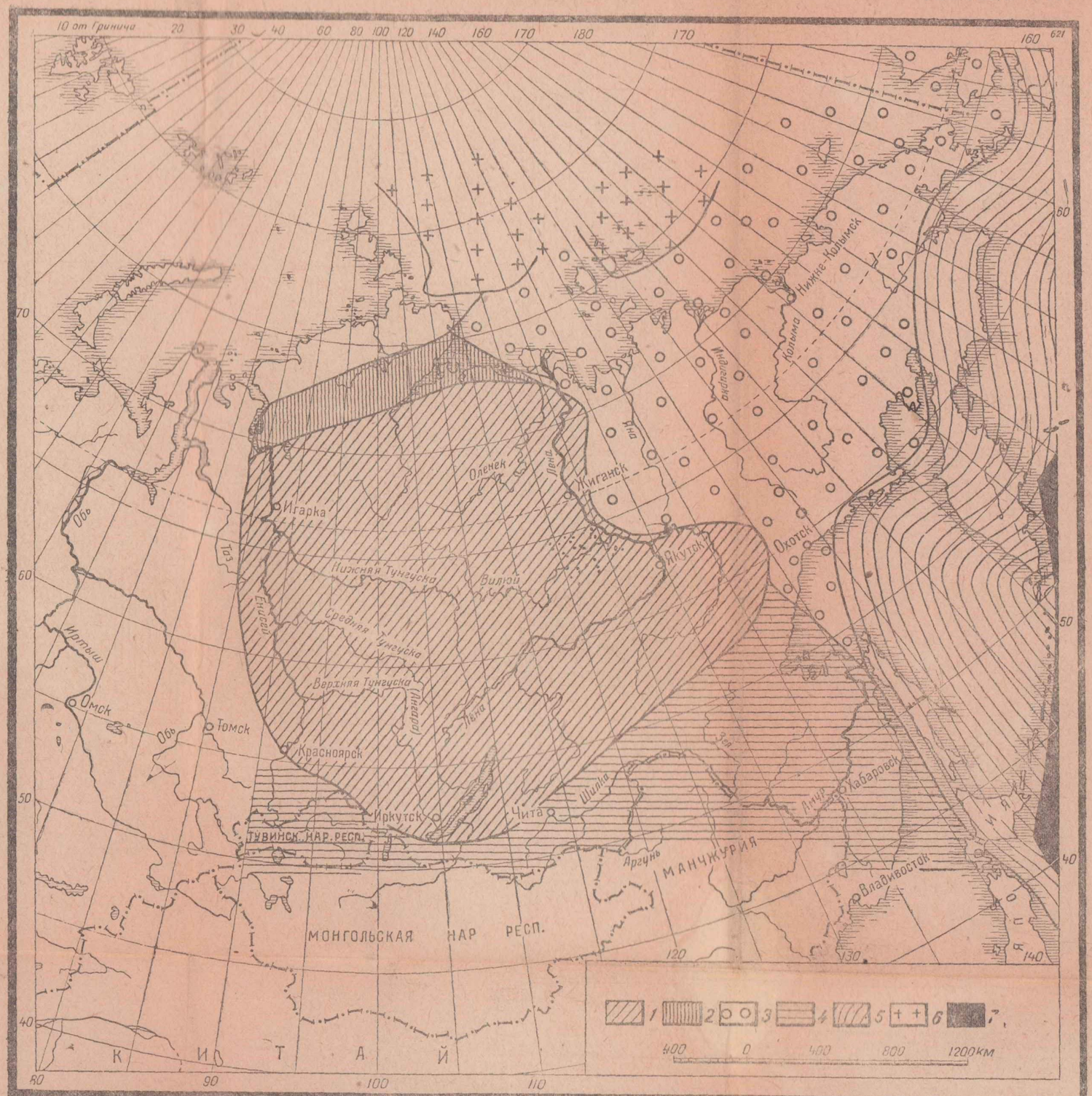
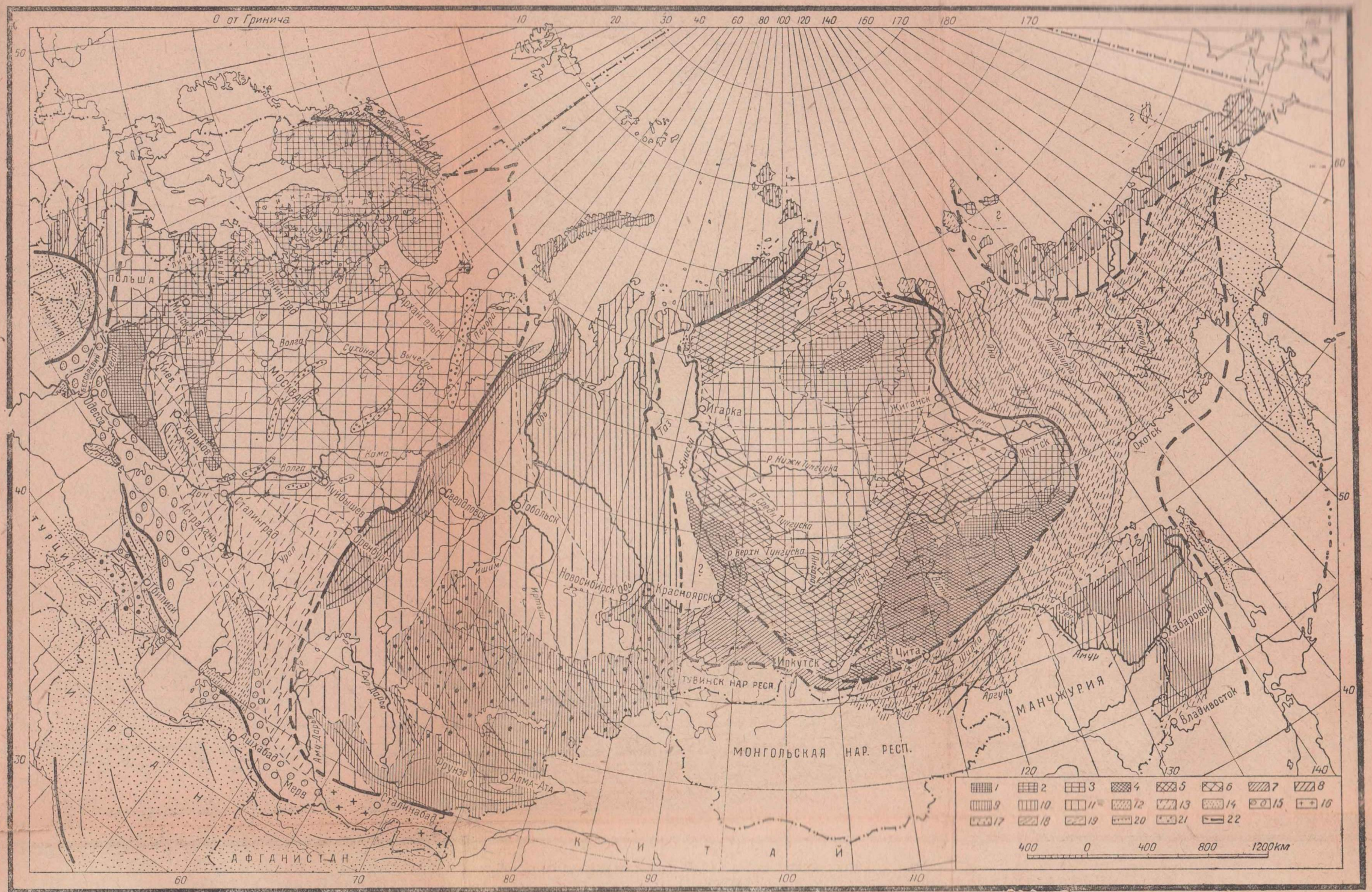


Схема расположения тектонических элементов восточной части СССР.

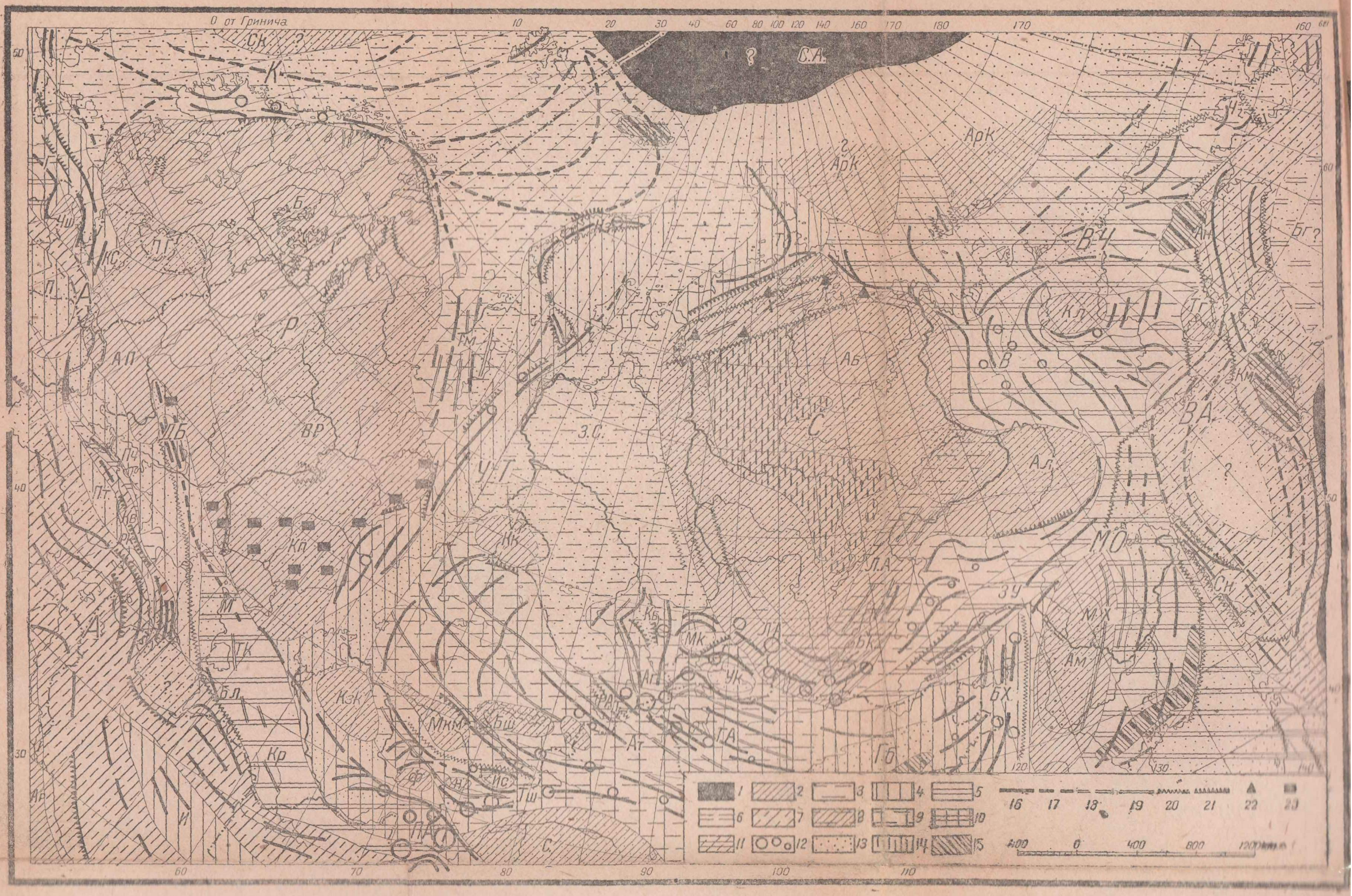
1 — Сибирская платформа; *2* — Хатангская впадина; *3* — Верхоянско-Чукотская дуга; *4* — Монголо-Охотское складчатое сооружение; *5* — Восточно-Азиатская геосинклиналь; *6* — предполагаемые арктические платформы; *7* — океаническое дно.

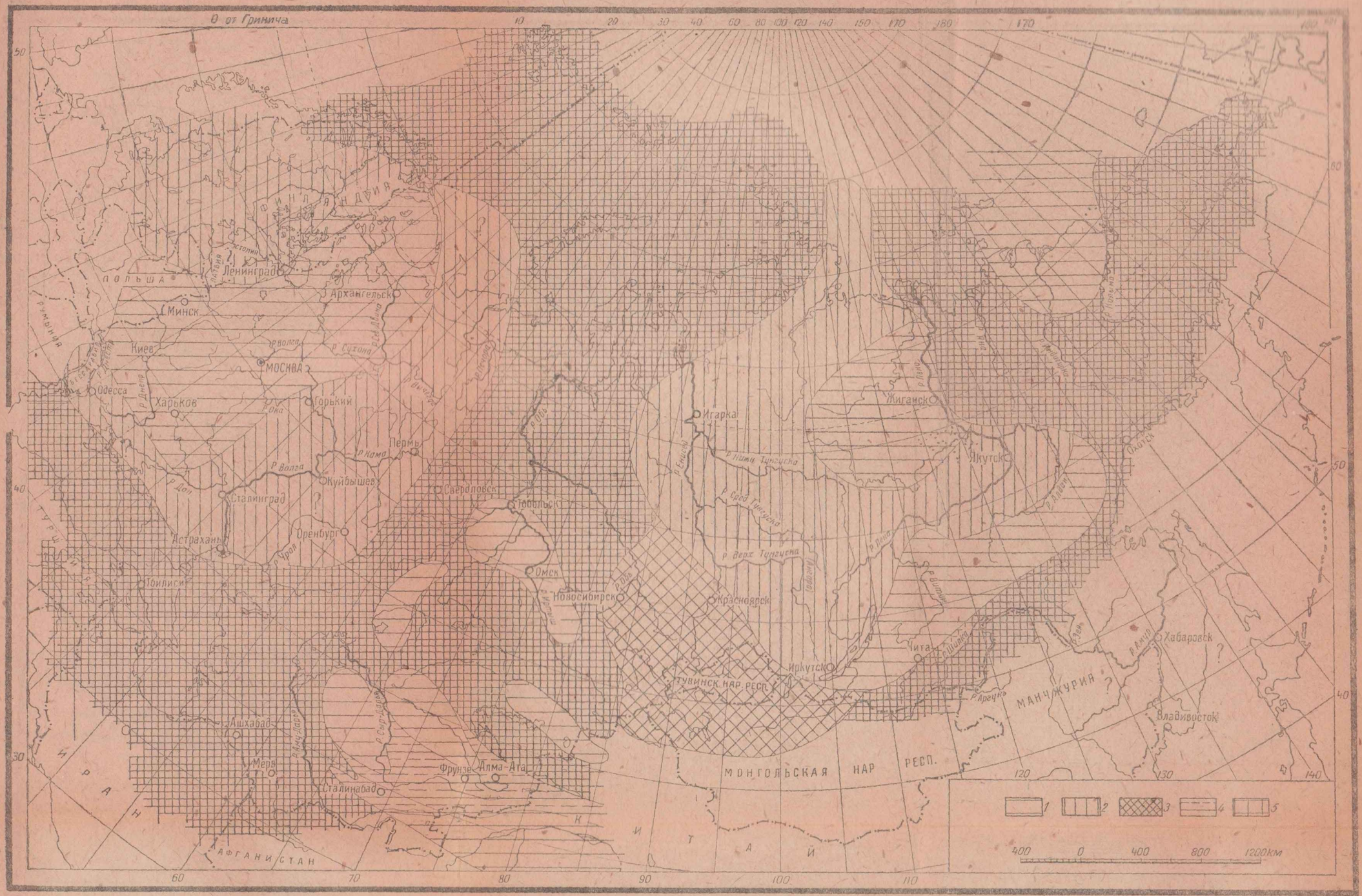


Тектоническая схема СССР (по Архангельскому и Шатскому) (см. объяснительную записку).

1 — области выхода на поверхность архейских и протерозойских складчатых сооружений (кроме байкальских); *2* — области архейских и протерозойских (кроме байкальских) складчатых сооружений, перекрытых маломощным покровом более молодых горизонтальных отложений; *3* — области архейских и протерозойских (кроме байкальских) складчатых сооружений, перекрытых мощным покровом горизонтальных отложений; *4*—области выхода на поверхность байкальского складчатого сооружения; *5*—области байкальских складок, перекрытых маломощным покровом более молодых отложений; *6* — области развития байкальских складок, перекрытых очень мощным осадочным покровом; *7* — области каледонских складчатых сооружений; *8* — области каледонских складок, перекрытых более молодыми отложениями; *9* — области герцинских складчатых сооружений; *10* — герцинские складки, перекрытие маломощным покровом более молодых отложений; *11* — герцинские складки, перекрытые мощным покровом более молодых отложений; *12*—области тихоокеанских складчатых сооружений; *13* — тихоокеанские складки, перекрытые мощным осадочным покровом; *14* — области альпийской складчатости; *15* — альпийские предгорные впадины; *16* — герцинские складки, составляющие основание тихоокеанских и альпийских складок; *17* — каледонские складки, составляющие основание герцинских, тихоокеанских и альпийских складок; *18* — главнейшие простирания герцинских, тихоокеанских и альпийских складок; *19* — главнейшие простирания каледонских складок; *20* —сбросы; *21* — валы; *22* — границы областей складчатых сооружений и линий надвигов.

Стрелки показывают направление надвигания.


0 от Гринича
10
20
30
40
60
80
100
120
140
160
170
180
170
160
60
50
40
30
60
70
80
90
100
110
С.А.
Ск
К
Ч
Арк
Бг?
ВЧ
Кл
Ан
Км
ВА
Ад
МО
Сн
Ам
БХ
Гб
Ал
Аб
Б
Чш
Кс
ПГ
П
А
Р
Ап
Ар
Ур
Пч
Пт
Кп
Вр
УГ
З.С.
С
Кк
Мк
Ла
Бк
Уж
Аг
Ат
Ра
Га
Мкм
Бш
Ис
Тш
Ф
Пао
М
Тк
Бл
Кзк
Кр
Ур
Ур
Ур



Тектоническая структура СССР в верхнем силуре.

1 — глыбы I порядка (докембрийские платформы и массивы); *2* — области опусканий (подвижные плиты); *3* — области сопряженных поднятий и опусканий плит и грабен-геосинклиналей; *4* — платформы, образовавшиеся за счет таконского орогенеза (глыбы II порядка); *5* — геосинклинали

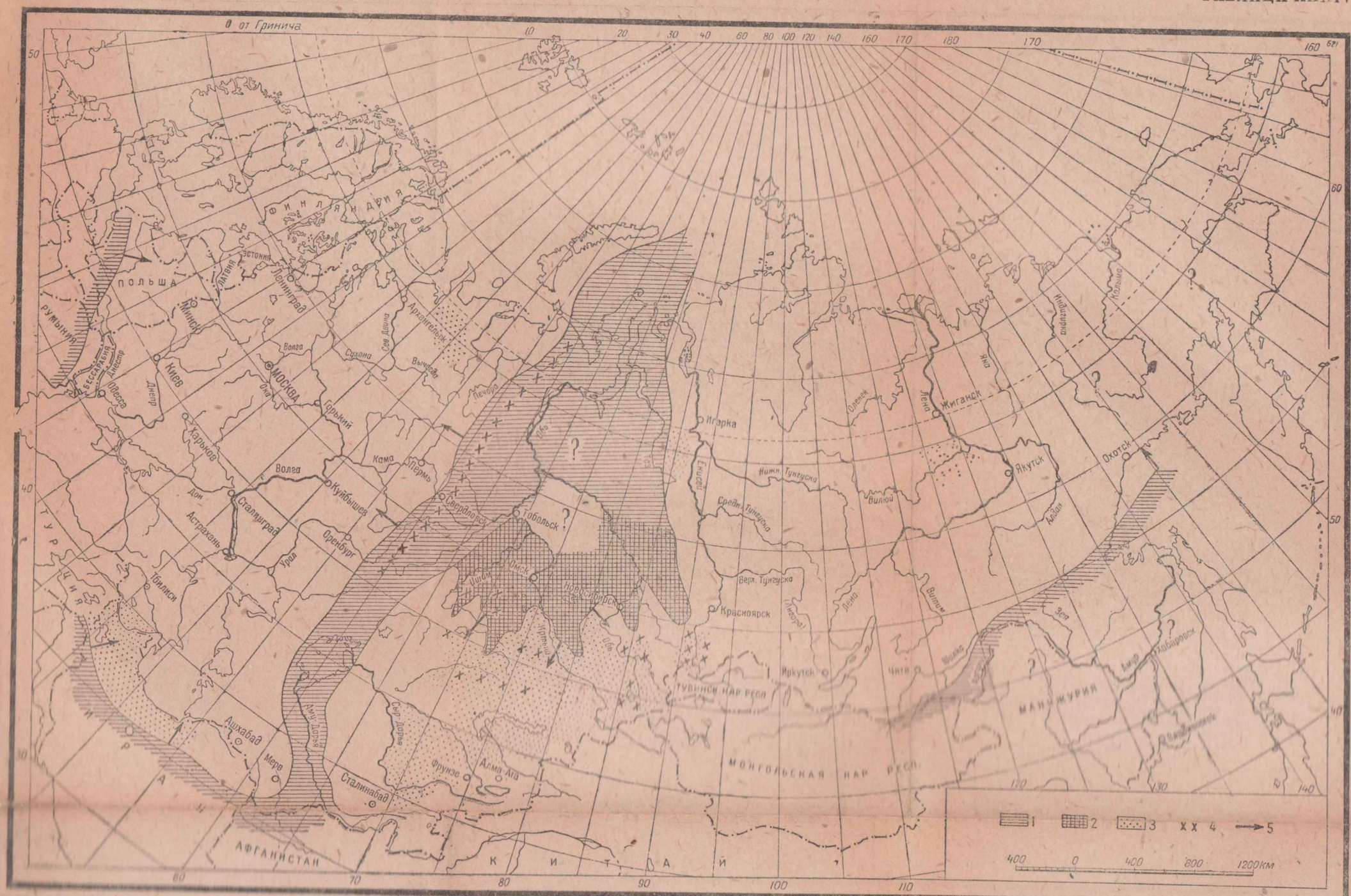
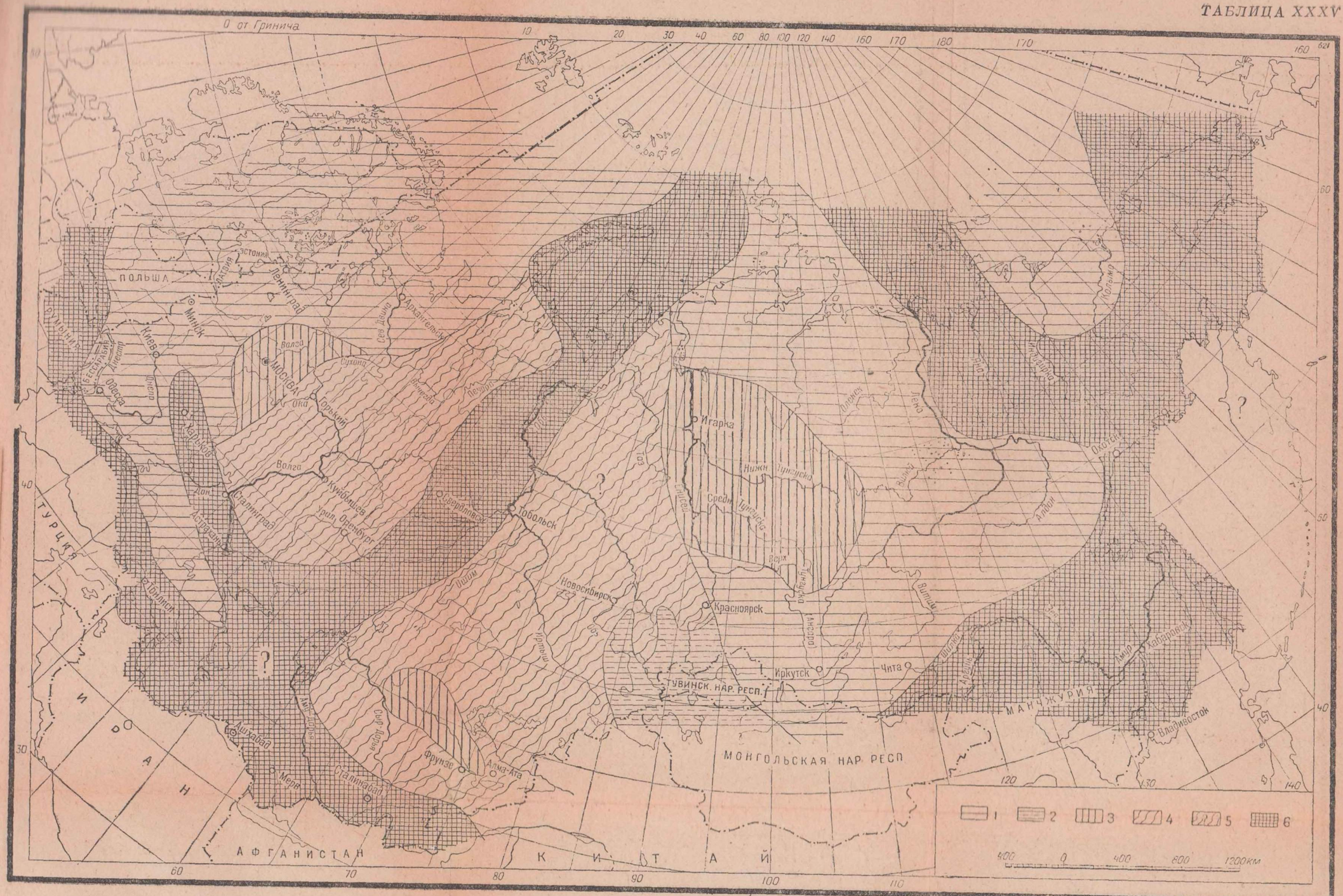


Схема палеогеографии СССР в нижнем девоне.

1 — герцинидинальные бассейны; *2* — трансгрессии на каледонскую платформу; *3* — континентальные отложения аридного климата; *4* — вулканы; *5* — направление трансгрессий.



Структура СССР в нижнем карбоне:

1 —платформы; *2* — области, консолидированные в результате тельбесской складчатости (глыба II порядка); *3* — области крупных погружений докембрийских и каледонских платформ (краевые плиты); *4* — области слабых опусканий (подвижные плиты); *5* — район возможного геосинклинального режима (Западная Сибирь); *6* — геосинклинали.

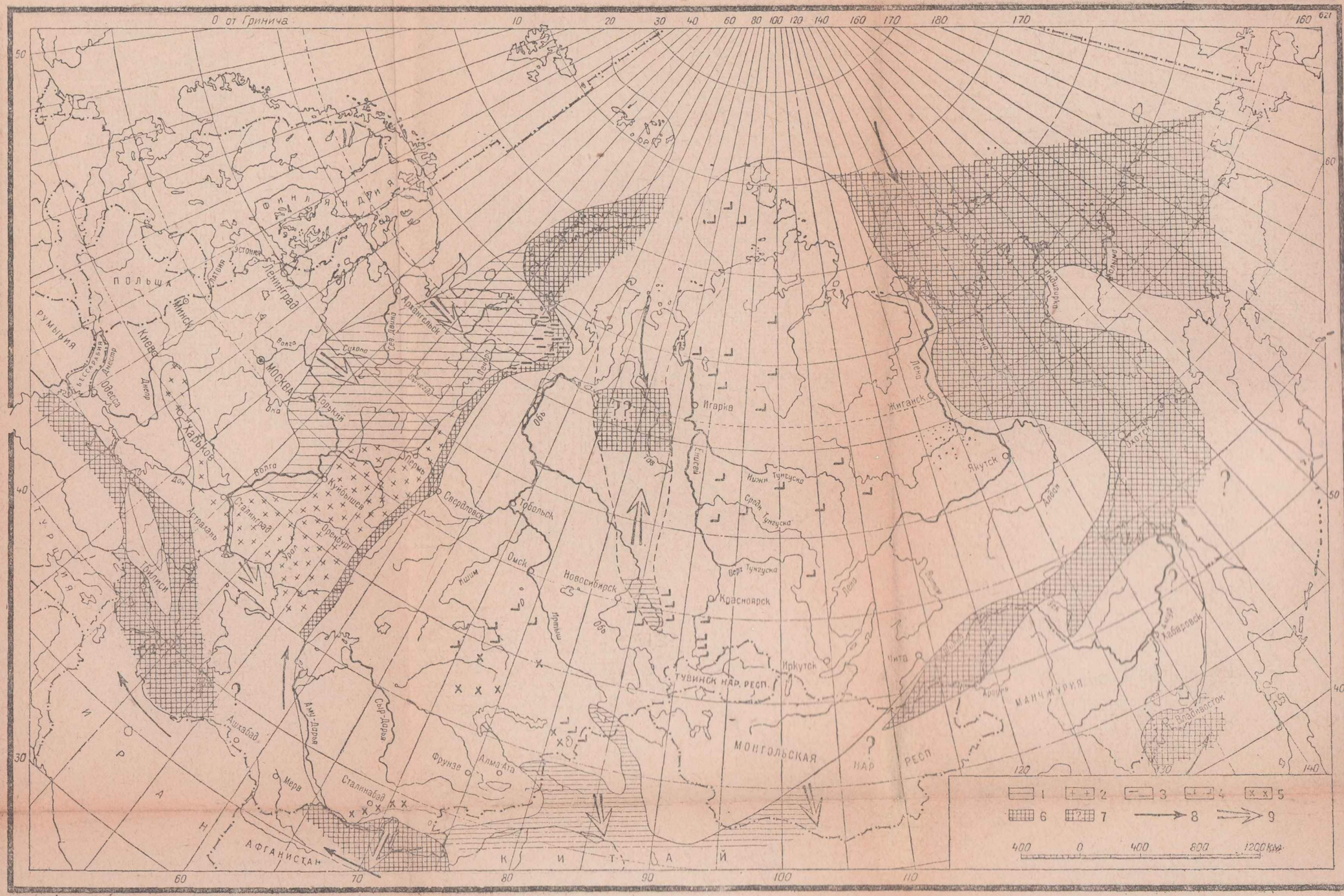
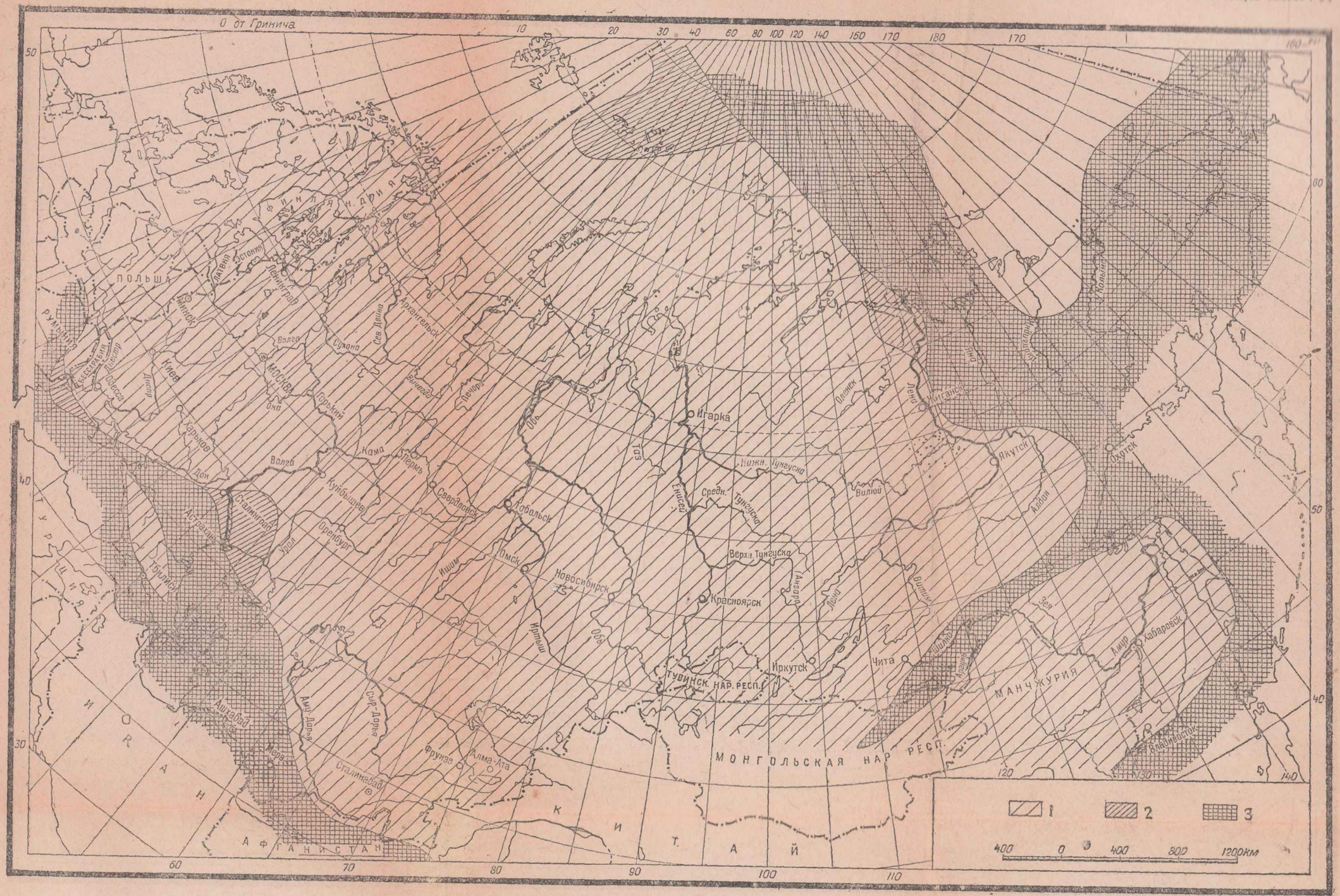


Схема палеогеографии СССР в нижнепермскую эпоху.

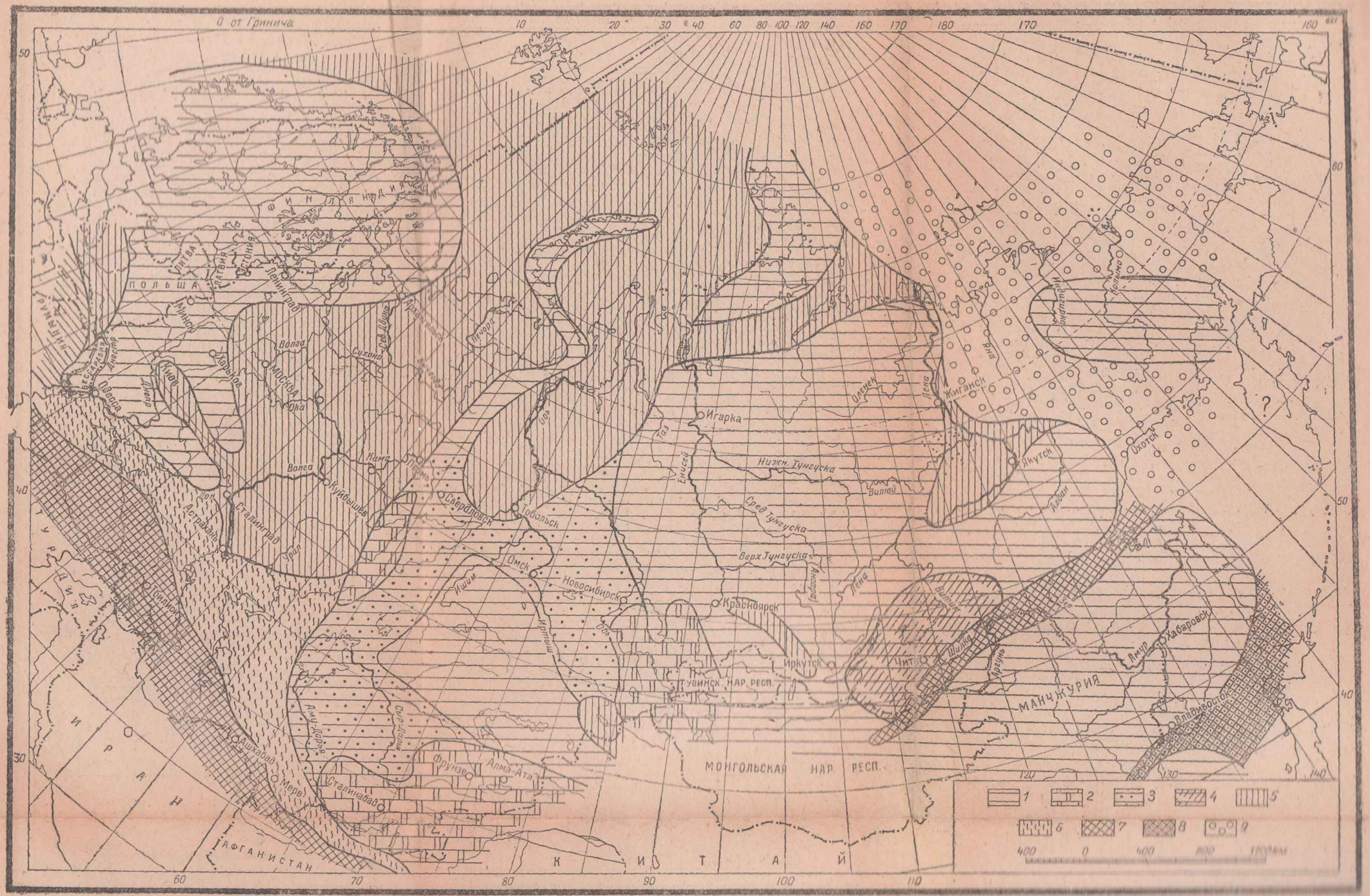
1 — трансгрессии на платформах; *2* — области солеобразования; *3* — паралическое углеобразование; *4* — лимническое углеобразование; *5* — вулканы; *6* — геосинклинальные бассейны с нормальной соленостью; *7* — предполагаемый геосинклинальный либо сильно прогибавшийся бассейн; *8* — направление миграций фаун; *9* — направление регрессий.

Акад. наук СССР
Библиотека



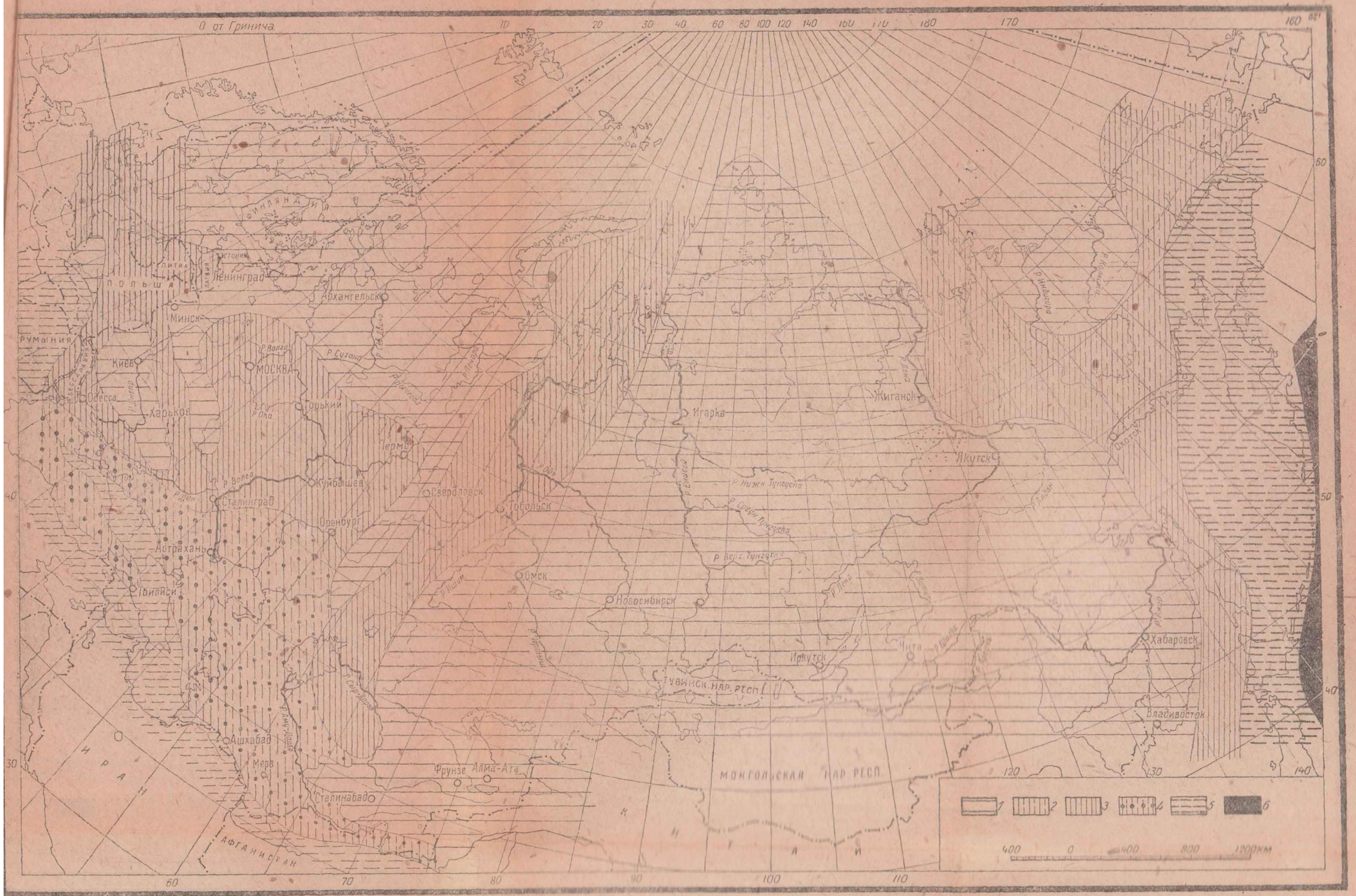
Структура СССР в начале мезозоя.

1 — платформа; *2* — области опусканий; *3* — геосинклинали.



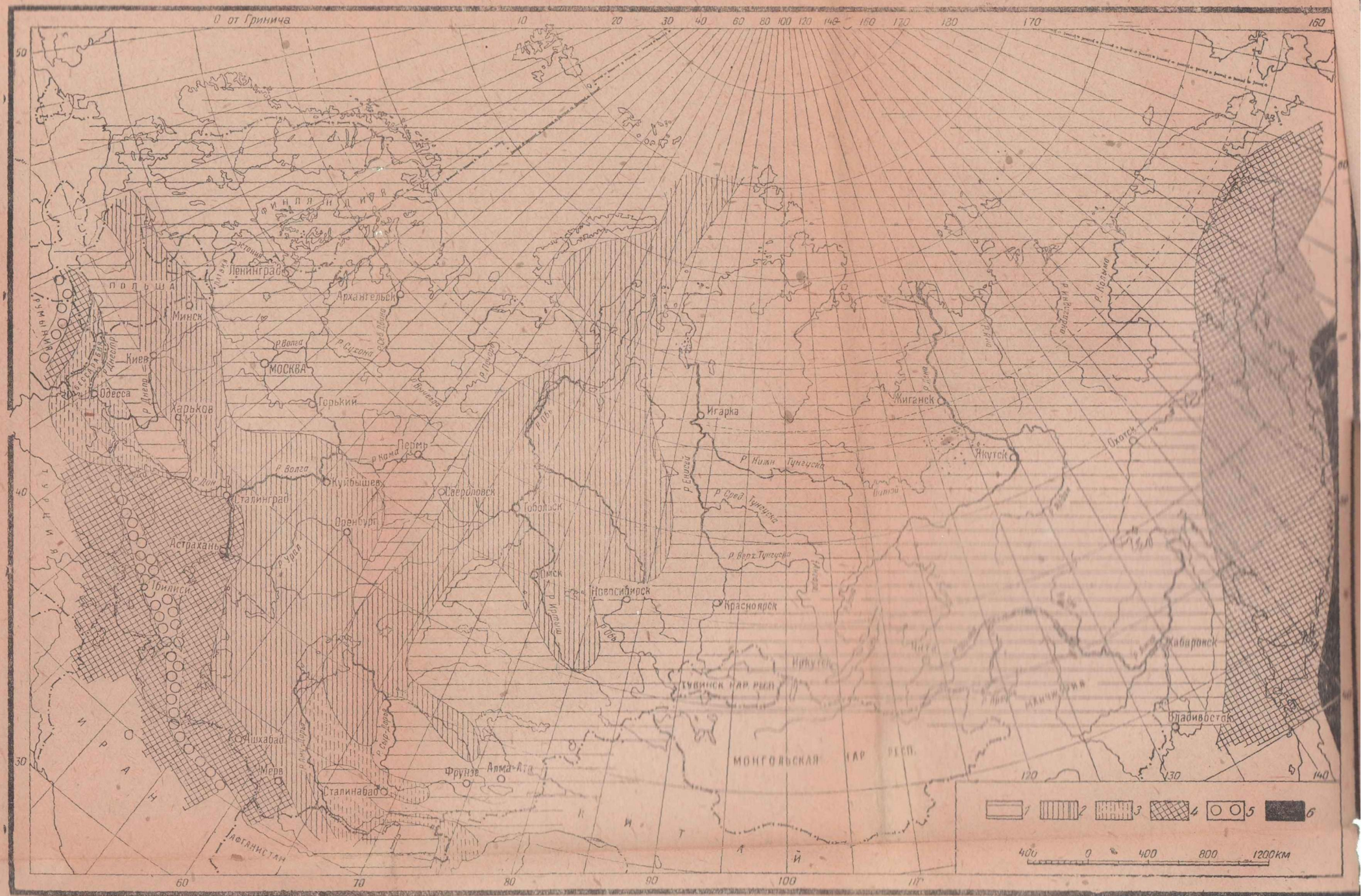
Тетконическая структура СССР начала мальма:

1 — платформа; *2* — области киммерийских глыбовых движений; *3* — области послекиммерийских опусканий; *4* — район развития параллельных прогибов и грабенов; *5* — области платформ, занятые морем (эпиконтинентальные плиты); *6* — области киммерийской платформы, подвергшиеся крупным опусканиям и последующей германотипной складчатости (красные плиты); *7* — геосинклинали, занятые морскими водами; *8* — геосинклинали; *9* — область орогенеза.



Тектоническая структура СССР в верхнемеловую эпоху.

1 — платформа; *2* — платформа, образовавшаяся в результате андийских и австрийских движений (глыба II порядка); *3* — области опусканий, занятые морем (подвижные плиты); *4* — области крупных опусканий (краевые плиты); *5* — геосинклинали; *6* — океаническое дно.



Тектоническая структура СССР в эоцене.

1 — платформа; *2* — области опусканий (подвижные плиты); *3* — области крупных опусканий и последующих герцинотипных движений (краевые плиты); *4* — геосинклинали; *5* — районы орогенеза; *6* — океаническое дно